CHAPITRE I.
INTRODUCTION A L'HYDROLOGIE

I. Introduction à l'hydrologie de surface

1. Définitions

D'une façon très générale, l'hydrologie peut se définir comme l'étude du cycle de l'eau et l'estimation de ses différents flux. L'hydrologie au sens large regroupe :

- la climatologie (précipitations, retour à l'atmosphère, transferts, *etc.*) ;
- l'hydrologie de surface (les écoulements à la surface des continents) ;
- l'hydrodynamique des milieux non saturés pour les échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines (infiltration, retour à l'atmosphère à partir des nappes, *etc.*) ;
- l'hydrodynamique souterraine (pour les écoulements en milieux saturés).

L'hydrologie de surface est la science qui traite essentiellement des problèmes qualitatifs et quantitatifs des écoulements à la surface des continents. Ces problèmes se ramènent généralement à des prévisions (associer à une date une certaine grandeur) ou des prédéterminations (associer à une grandeur une certaine probabilité) de débits ou de volume en un point ou sur une surface.

2. Sciences utilisées en hydrologie

L'étude de la partie "écoulement superficiel" du cycle de l'eau nécessite quand même de connaître les autres parties de ce cycle. L'hydrologie de surface est une science appliquée qui fait appel à des connaissances dans des domaines très divers.

Sciences et techniques	Domaines d'application
Météorologie et climatologie	Etude des pluies et du retour à l'atmosphère
Géologie, géographie et pédologie	Analyse du comportement hydrologique du bassin
hydraulique	Mesure et étude des écoulements à surface libre
Statistique	Traitement des données, simulations,…
Calcul numérique	Propagation de crue, modélisations et optimisation...
Informatique	Instrument de travail pour les calculs numériques, le stockage des données…

POLYCOPIE BENKADJA

3. Domaines d'application de l'hydrologie

Les domaines d'application de l'hydrologie de surface sont également très variés. Parmi les plus importants et les plus classiques, on notera :

- l'agriculture : irrigation, drainage ;
- l'étude des ressources en eaux : eau potable, eau pour l'industrie ;
- la lutte contre la pollution: étude des débits d'étiage évacuant les effluents;
- l'énergie hydraulique ;
- le transport solide (érosion hydrique, problème d'envasement des barrages;
- la navigation ;
- les loisirs (pêches, retenues, barrages) ;

- la sécurité des biens et des personnes : protection contre les crues…

4. Les méthodes de travail en hydrologie de surface

L'hydrologie de surface est une science appliquée où la recherche et le développement ont toujours été liés à l'existence de problèmes concrets. Elle s'intéresse au problème de l'eau quantitativement et qualitativement. Les méthodes de travail évoluent selon trois phases:

a) **La première phase** consiste à créer un réseau de stations originales appelé réseau original, gérées par différents organismes (ministère des ressources en eaux, l'ANRH, conservation des forêts, ministère de l'Agriculture, agence des bassins, office national de la météorologie *etc.). Ces stations peuvent être des stations pluviométriques, hydrométriques, météorologiques, etc…. L*'ensemble des résultats acquis sur le réseau original constituait donc une banque de données.

b) **Deuxième phase:** l'hydrologue peut obtenir des résultats en extrapolant ceux enregistrés sur des stations du réseau original, voisines ou comparables. Il peut également se contenter d'une station nouvelle (station tertiaire ou station de projet), mais observée sur une courte période. Les données de cette station seront étendues par corrélation avec celles, plus longues, du réseau original.

c) **Le stade des problèmes généraux** qui se ramènent essentiellement à deux types principaux :

• **L'optimisation et la planification du réseau** : Ces deux types de travaux reposent sur l'étude du milieu hydrologique. On ramène l'ensemble des paysages à un nombre fini de régions dites hydrologiquement homogènes. La planification permet de déterminer le nombre minimal de stations nécessaires à la connaissance de chaque type de milieu hydrologique.

L'optimisation met en évidence, par comparaison avec le réseau original, les zones sur-observées, et par conséquent, les stations à supprimer et éventuellement les zones à équiper.

• **Les études systématiques :** s'intéressent à un même phénomène (crues, étiages, *etc.)* sur les différentes stations du réseau et essaient de mettre en évidence des facteurs explicatifs et, si possible, de quantifier leurs influences, afin d'extrapoler ces résultats généraux à des bassins versants non étudiés.

A ce dernier stade s'ouvre une quatrième voie pour résoudre un problème particulier en un point. Celle-ci consiste à déterminer au site intéressant, les valeurs des facteurs explicatifs et à appliquer les résultats généraux obtenus sur l'ensemble du réseau.

POLYCOPIE BENKADJA

II. Les principales catégories d'eaux à la surface du globe terrestre

Il y a 3 grandes catégories d'eaux:

1. Les eaux atmosphériques: Il s'agit de l'humidité de l'air, les nuages, les pluies, la neige, la grêle, etc. L'étude des eaux atmosphériques est **l'hydrométéorologie**;

2. Les eaux superficielles: il s'agit des eaux de ruissellement, fluviatiles, stagnantes, eaux lagunaires, eau de mer, glaciers, chott, sebkha, lacs naturels, etc…. L'étude des eaux superficielles est **l'hydrologie superficielle**.

3. Les eaux souterraines: il s'agit des:

*** Eaux météoriques peu profondes:** (eaux vives, actuelles, vadoses) qui sont des eaux infiltrées puis ressorties au bout d'un temps de séjour plus ou moins court

*** Eaux météoriques profondes:** (eaux mortes, fossiles, dormantes) tel que

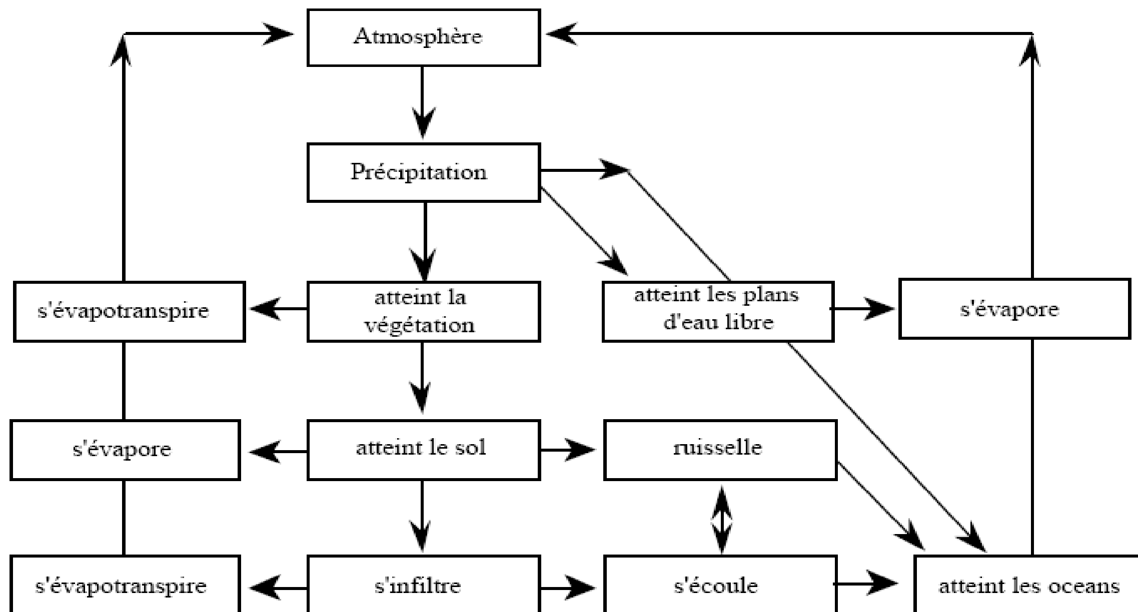
- ***les eaux régénérées***: elles sont formées par des réactions chimiquse,
- ***les eaux juvéniles***: proviennent de la profondeur (magma).

Volumes d'eau dans le globe terrestre

En surface, les terres émergées ne représentent que **146 10^6 k**m^2 sur une surface totale de la planète de **510 10^6 km^2** (soit sensiblement 1/4). Cette disparité entre océans et terres est beaucoup plus accentuée entre eaux douces et eaux salées.

Le volume total des eaux douces est d'environ **36 10^6 km^3**, soit 2,8 % des réserves totales en eau. Par ailleurs, les eaux se répartissent à peu près ainsi, exprimées en épaisseur uniformément réparties sur la terre :
Mers et océans : 2500 m.
Gaciers : 50 à 100 m.
Eaux atmosphériques : 20 à 30 mm.
Eaux continentales : 350 à 700 mm.
Eaux souterraines : 300 à 600 mm.

III. Cycle de l'eau



Cycle hydrologique schématique.

IV. Rapport des différentes eaux entre elles

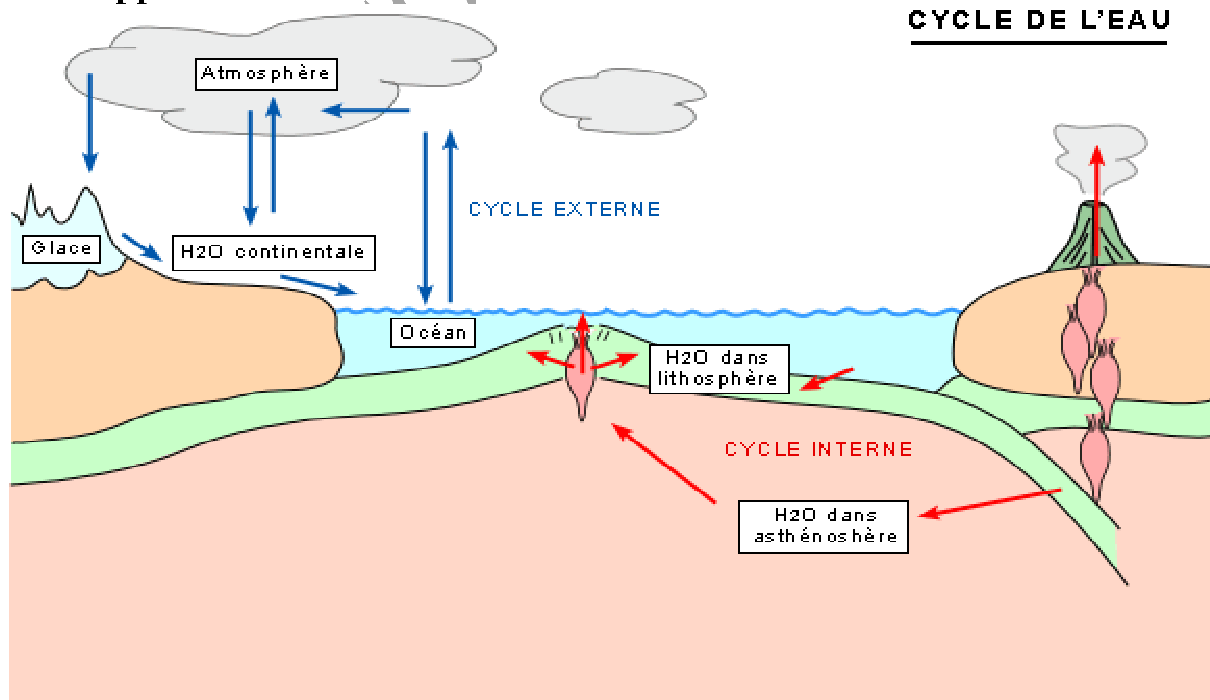
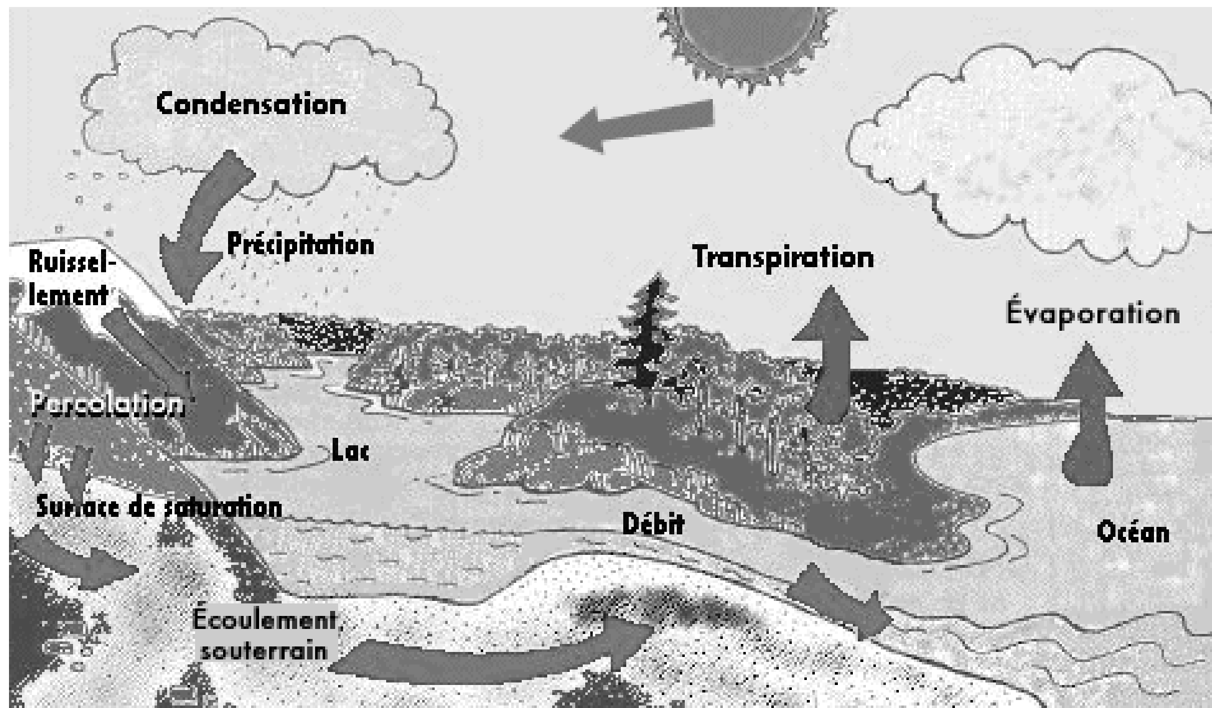


Diagramme du cycle hydrologique



POLYCOPIE BE

CHAPITRE II
BASSIN VERSANT ET SON COMPLEXE

I. Définition d'un bassin versant

Le bassin versant d'un plan d'eau correspond au territoire sur lequel l'ensemble des eaux (cours d'eau, ruissellement) s'écoulent et finissent par rejoindre ce même plan d'eau. Son contour est délimité par la ligne de partage des eaux qui passe par les points les plus élevés et détermine la direction de l'écoulement des eaux de surface. Donc, la délimitation du bassin versant ne tient pas compte des divisions administratives ou politiques.

Le bassin versant est un écosystème qui inclut autant les eaux de surface (lac, cours d'eau, milieu humide tels que les marais, marécages et étangs) que souterraines. Il constitue donc la meilleure entité pour une gestion globale et intégrée de l'eau. En effet, c'est à l'intérieur des limites du bassin versant que les utilisations du territoire et les activités humaines influencent la qualité de l'eau de l'amont vers l'aval.

Ecosystème: Ensemble comprenant les organismes et le milieu naturel dans lequel ils vivent. Dans un écosystème, il y a des organismes vivants (végétaux, animaux, bactéries, etc.) et des éléments non vivants qui sont en relation et forment un système en équilibre.

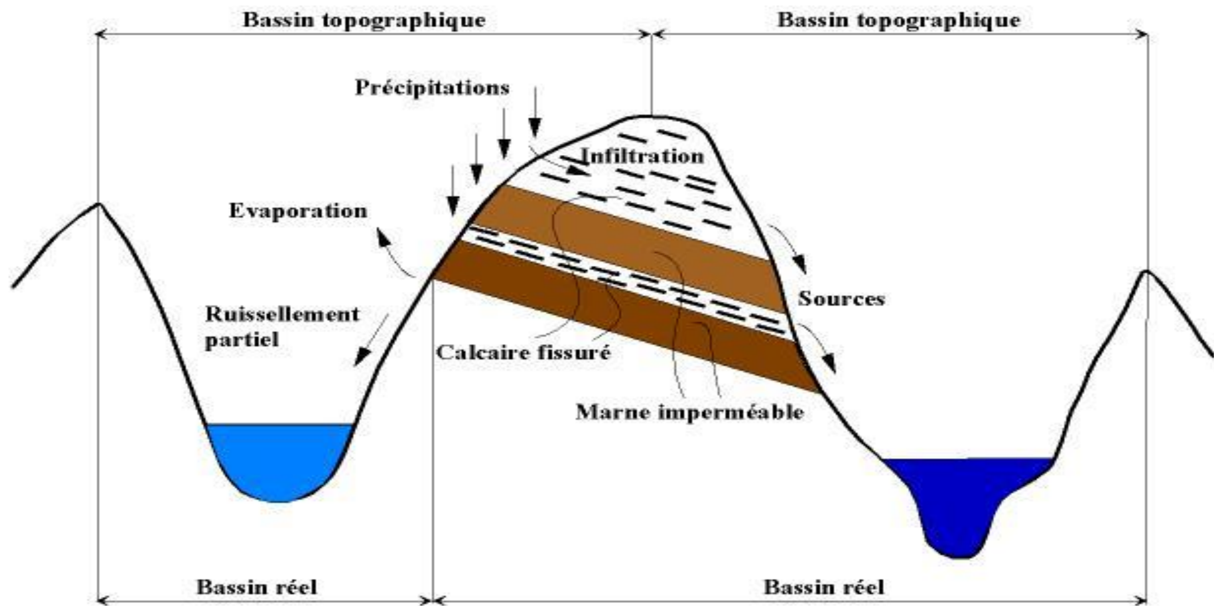


Un BV en une section droite d'un cours d'eau, est défini comme la totalité de la surface topographique drainée par ce cours d'eau et ses affluents à l'amont de la dite section. Tout écoulement prenant naissance à l'intérieur de cette surface doit traverser la section considérée pour poursuivre son trajet vers l'aval.

Selon la nature des terrains, on peut considérer deux types différents de BV :

a) ***BV topographique ou hydrologique*** : Si le sous-sol est imperméable, le cheminement de l'eau n'est déterminé que par la topographie. Les limites de ce BV ne sont que les lignes de crête et lignes de plus grande pente ou lignes de partage des eaux ;

b) ***BV hydrogéologique:*** Si le sous-sol est perméable, il y a une possibilité à ce qu'une partie de ces eaux tombées s'infiltre puis sort souterrainement du côté du BV topographique. Dans ce cas, les limites du bassin sont celles du BV topographique auxquelles on prend en considération l'ordre géologique. C'est le cas surtout des terrains calcaires karstiques.



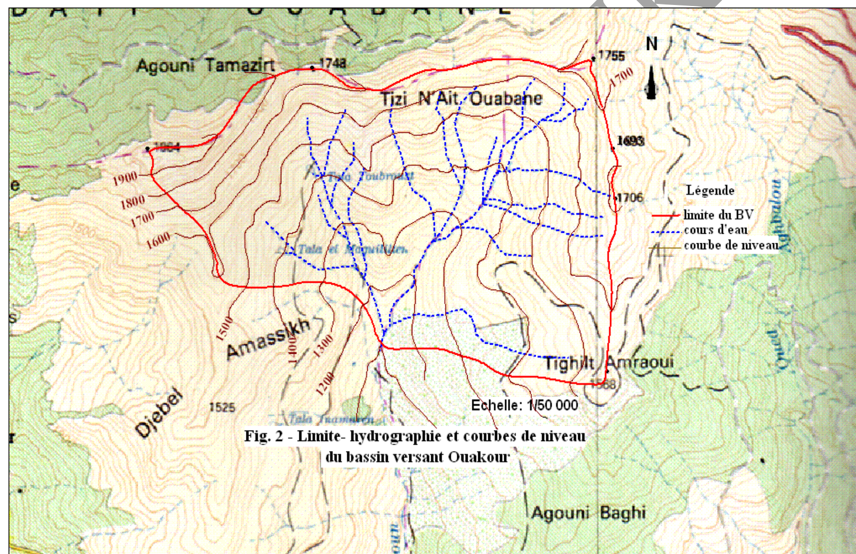


Fig. 2 - Limite- hydrographie et courbes de niveau du bassin versant Ouakour

La ressource en eau d'une région dépend, d'une part, du fonctionnement de son bassin versant et d'autre part, des activités humaines qui y sont implantées.

Le bassin versant : de l'eau qui tombe et qui coule ?

L'eau qui coule dans une rivière n'a pas une source mais une multitude de sources réparties le long de son parcours. Une rivière naît bien à sa source mais grandit au fur et à mesure qu'elle s'écoule vers la mer. Elle se charge de l'eau de ses affluents mais aussi de l'eau de pluie, infiltrée dans le sol ou provenant du ruissellement à sa surface. L'eau de pluie qui s'est infiltrée alimente les nappes souterraines : elle est accumulée dans le sol et peut ressortir dans le réseau de surface sous forme de sources. L'eau qui ruisselle converge directement vers la rivière. L'ensemble des terres qui recueillent les eaux de pluie pour les concentrer dans la rivière constitue le bassin versant. Ainsi, l'eau qui arrive à un point donné dans la rivière est chargée de toute l'histoire des affluents et des versants ou pentes, rencontrés sur sa route avant d'atteindre ce point. Il n'y a pas un bassin versant mais une multitude de bassins versants qui s'emboîtent les uns dans les autres. Le bassin versant d'une rivière englobe l'ensemble des bassins versants élémentaires qui alimentent chaque point sur la rivière et ainsi de suite. Ainsi,

le " grand " bassin versant d'un fleuve recouvre l'ensemble des bassins versants de ses affluents, du " chevelu " à la rivière secondaire.

L'homme et le bassin versant ?

Le bassin versant est le siège de nombreuses activités humaines dont les conséquences modifient profondément le fonctionnement du bassin versant.

- Pour lutter contre les inondations, de nombreux aménagements ont été construits (barrages ou retenues collinaires) qui ont changé le régime d'écoulement des eaux et permettent de prélever de grandes quantités pour les besoins à usage domestique, industriel ou agricole.
- En installant les cultures et les villes sur les versants, la couverture végétale a été également modifiée, essentielle pour retenir les eaux de ruissellement. Les routes, les trottoirs ou les parkings, par exemple, sont autant de surfaces imperméables qui empêchent l'infiltration des eaux.

Augmenter le ruissellement → *Accroître les risques de crues = d'inondations*

- Si la quantité d'eau dans les rivières est modifiée sous l'action de l'homme, la qualité l'est aussi. Si l'eau prélevée, notamment pour les besoins domestiques et industriels, est en grande partie restituée, sa qualité laisse encore à désirer. Aujourd'hui, les eaux rejetées par les centrales d'épuration sont dépolluées à seulement 50%.

Comprendre le bassin versant ?

L'eau qui coule à la surface de la terre ne coule pas au hasard. Les rivières et les fleuves façonnent le bassin versant qui, en retour, guide et modèle en permanence leur écoulement. Dans un bassin versant, tout est intimement lié : climat, débit des cours d'eau, écosystème. Comprendre son fonctionnement, c'est essayer de saisir les interrelations entre les phénomènes hydrologique, climatique et biologique qui s'y jouent.

POLYCOPIE BENKADJA

II. Caractéristiques physiques et leurs influences sur l'écoulement des eaux

II.1 Les caractéristiques morphométriques

A. Les caractéristiques de la disposition dans le plan

a) La surface : A

Le bassin versant étant l'aire de réception des précipitations et d'alimentation des cours d'eau, les débits vont être en partie reliés à sa surface. La surface du bassin versant peut être mesurée par superposition d'une grille dessinée sur papier transparent, par l'utilisation d'un planimètre ou par des techniques de digitalisation (logiciel MapInfo ou Surfer).

b) Le périmètre: P

Une fois le bassin versant est délimité sur carte topographique, son périmètre peut être mesuré par un curvimètre ou par des techniques de digitalisation (logiciel MapInfo ou Surfer).

c) La forme : K_G

La forme d'un bassin versant influence l'allure de *l'hydrogramme* à l'exutoire du bassin versant. Par exemple, une forme allongée favorise, pour une même pluie, les faibles débits de pointe de crue, ceci en raison des temps d'acheminement de l'eau à l'exutoire plus importants. Ce phénomène est lié à la notion de *temps de concentration et de la vitesse de concentration à l'exutoire.*

En revanche, les bassins en forme d'éventail, présentant un temps de concentration plus court, auront les plus forts débits de pointe.

Il existe différents indices morphologiques permettant de caractériser le milieu, mais aussi de comparer les bassins versants entre eux. Citons à titre d'exemple l'*indice de compacité de Gravelius* (1914) K_G, défini comme le rapport du périmètre du bassin au périmètre du cercle ayant la même surface :

$$\mathbf{K_G = \frac{P}{2.\sqrt{\pi.A}} \approx 0,28.\frac{P}{\sqrt{A}}}$$

- *Lorsque K_G = 1, Le BV est de forme circulaire. Lorsque K_G = 1,12 : le BV est un carré.*
- *Lorsque K_G se rapproche de 1 : le bassin est de forme compacte ou arrondi.*
- *Lorsque K_G est supérieur à 1 : le bassin est de forme allongée.*

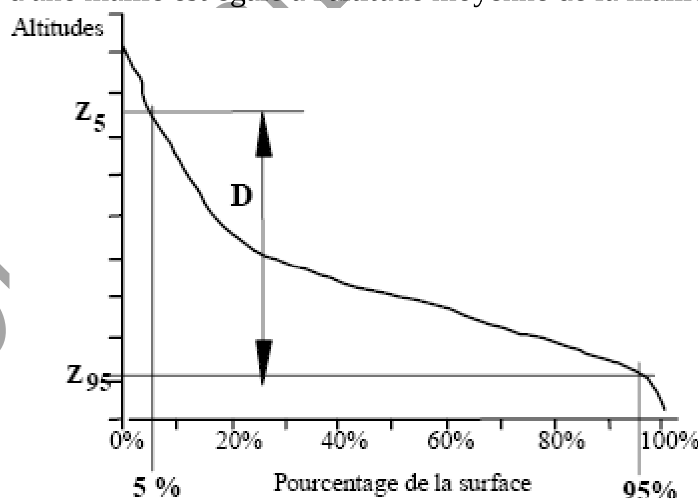
B. Caractéristiques des altitudes (hypsométrie)

a. Les altitudes: maximale et minimale

Elles sont obtenues directement à partir de cartes topographiques. *L'altitude maximale* représente le point le plus élevé du bassin tandis que *l'altitude minimale* considère le point le plus bas, généralement à l'exutoire. Ces deux données deviennent surtout importantes lors du développement de certaines relations faisant intervenir des variables climatologiques telles que la température, la précipitation et le couvert neigeux. Elles déterminent l'amplitude altimétrique du bassin versant et interviennent aussi dans le calcul de la pente.

b. La courbe hypsométrique

L'étude statistique permet de tracer la "courbe hypsométrique". Cette courbe donne la surface s (en km^2 ou en % de la surface totale) où les altitudes sont supérieures à une cote h donnée. Cette courbe est établie en planimétrant pour différentes altitudes les surfaces situées au-dessus de la courbe de niveau correspondante. Cette méthode est précise mais fastidieuse. Une autre consiste à échantillonner les altitudes selon un maillage carré. On admet alors que l'altitude au centre d'une maille est égale à l'altitude moyenne de la maille.



c. L'altitude moyenne

L'altitude moyenne se déduit directement de la courbe hypsométrique ou de la lecture d'une carte topographique. On peut la définir comme suit :

$$\mathbf{H_{moy} = \sum_{1}^{i} \frac{A_i.h_i}{A}}$$

Avec :
H_{moy} : altitude moyenne du bassin [m] ;

A_i : aire comprise entre deux courbes de niveau [km^2] ;
h_i : altitude moyenne entre deux courbes de niveau [m] ;
A : superficie totale du bassin versant [km^2].
L'altitude moyenne est peu représentative de la réalité. Toutefois, elle est parfois utilisée dans l'évaluation de certains paramètres hydrométéorologiques ou dans la mise en œuvre de modèles hydrologiques.

d. L'altitude médiane

L'altitude médiane correspond à l'altitude lue au point d'abscisse 50% de la surface totale du bassin, sur la courbe hypsométrique. Cette grandeur se rapproche de l'altitude moyenne dans le cas où la courbe hypsométrique du bassin concerné présente une pente régulière.

e. La dénivelée simple

On définit la "dénivelée D" comme étant la différence de côte entre $H_{5\,\%}$ et $H_{95\,\%}$:
Celles –ci sont lues sur la courbe hypsométrique.

$$\mathbf{D = H_{5\,\%} - H_{95\,\%}} \quad \text{(Z ou H = altitude)}$$

C. Les indices de pentes

L'objectif de ces indices est de caractériser les pentes d'un bassin versant et de permettre des comparaisons et des classifications.

a) La pente moyenne du bassin versant

La pente moyenne est une caractéristique importante qui renseigne sur la topographie du bassin. Elle est considérée comme une variable indépendante. Elle donne une bonne indication sur le temps de parcours du ruissellement direct - donc sur le temps de concentration t_c - et influence directement le débit de pointe lors d'une averse.

Plusieurs méthodes ont été développées pour estimer la pente moyenne d'un bassin. Toutes se basent sur une lecture d'une carte topographique réelle ou approximative. La méthode proposée par Carlier et Leclerc (1964) consiste à calculer la moyenne pondérée des pentes de toutes les surfaces élémentaires comprises entre deux altitudes données. Une valeur approchée de la pente moyenne est alors donnée par la relation suivante :

$$\mathbf{i_m = \frac{D.L}{A}}$$

L : longueur totale de courbes de niveau [km],
D : équidistance entre deux courbes de niveau [m],
A : surface du bassin versant [km^2].

b) Le rectangle équivalent

C'est une notion qui a été introduite par Roche (en 1963) qui permet de comparer facilement des bassins entre eux du point de vue de l'influence de leurs caractéristiques sur l'écoulement. On suppose que l'écoulement sur un bassin donné est approximativement le même, à conditions climatologiques égales, que sur un rectangle de même superficie, ayant même coefficient de Gravelius et même répartition hypsométrique, étant entendu que la distribution des sols et de la végétation et la densité de drainage sont respectées dans les différentes aires comprises entre les courbes de niveaux. I1 s'agit donc d'une transformation purement géométrique dans laquelle le contour du bassin devient un rectangle de même périmètre, les courbes de niveaux des droites parallèles aux petits côtés du rectangle et l'exutoire un des petits côtés du rectangle que nous avons appelé rectangle équivalent.

POLYCOPIE BENKADJA

Soit l et L la largeur et la longueur du rectangle. P et A le périmètre et la surface du bassin versant. On a, d'après les définitions ci-dessus :
$P=2(L_{rec} + l_{rec})$ et $A = L_{rec}.l_{rec}$ et $K_G = (0.28P)A^{0.5}$. En combinant ces 3 relations, on obtient:

$$\mathbf{L_{rec} = \frac{K_G\sqrt{A}}{1,12}\left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_G}\right)^2}\right]}$$

c) L'indice de pente Ip *(indice de pente de Roche)*

Cet indice se calcule à partir du rectangle équivalent. Il est égal à la somme des racines carrées des pentes moyennes de chacun des éléments pondérés par la surface intéressée, soit :

$$\mathbf{I_p = \frac{1}{\sqrt{L_{rec}}}\sum_{i=1}^{n}\left(x_i\sqrt{\frac{d}{x_i}}\right)}$$

où :
i_p: indice de pente [%],
L_{rec}: longueur du rectangle [m],
x_i: distance qui sépare deux courbes sur la rectangle [m] (la largeur du rectangle étant constante, cette distance est égale au facteur de pondération),
d: distance entre 2 courbes de niveau successives (peut être variable) [m],
d/x_i: pente moyenne d'un élément [%].

d) Indice de pente globale Ig

L'indice de Roche étant cependant trop long à évaluer pour des études rapides, il a été proposé, par Laborde, un indice encore plus simple : la pente globale $\mathbf{I_g = D/L_{rec}}$ où :
D étant la dénivelée $H_{5\%}$ - $H_{95\%}$, définie sur la courbe hypsométrique ou même directement à l'œil sur la carte topographique ;
L : étant la longueur du rectangle équivalent.

Cet indice, très facile à calculer, est des plus utilisés. Il sert de base à une des classifications (O.R.S.T.O.M. actuellement IRD) pour des bassins versants dont la surface est des l'ordre de 25 km^2 :

R1 Relief très faible	Ig < 0,002
R2 Relief faible	0,002 < Ig < 0,005
R3 Relief assez faible	0,005 < Ig < 0,01
R4 Relief modéré	0,01 < Ig < 0,02
R5 Relief assez fort	0,02 < Ig < 0,05
R6 Relief fort	0,05 < Ig < 0,1
R7 Relief très fort	0,1 < Ig

Par ailleurs, cet indice simple est étroitement corrélé avec l'indice de pente de Roche **($Ig = 0,8\ Ip^2$),** avec un coefficient de corrélation de l'ordre de 0,99.

e) Dénivelée spécifique D_s

L'indice I_g décroît pour un même bassin lorsque la surface augmente, il était donc difficile de comparer des bassins de tailles différentes.

La dénivelée spécifique D_s ne présente pas cet inconvénient : elle dérive de la pente globale I_g en la corrigeant de l'effet de surface admis étant inversement proportionnel à A :

$$\mathbf{D_s = I_g\sqrt{A} = \frac{D}{L}\sqrt{L.l} = D\sqrt{\frac{l}{L}}}$$

POLYCOPIE BENKADJA

La dénivelée spécifique ne dépend donc que de l'hypsométrie ($D = H_{5\%} - H_{95\%}$) et de la forme du bassin (l/L).

Elle donne lieu à une deuxième classification de l'O.R.S.T.O.M., indépendante des surfaces des bassins.

R1 Relief très faible	Ds < 10 m
R2 Relief faible	10 m < Ds < 25 m
R3 Relief assez faible	25 m < Ds < 50 m
R4 Relief modéré	50 m < Ds < 100 m
R5 Relief assez fort	100 m < Ds < 250 m
R6 Relief fort	250 m < Ds < 500 m
R7 Relief très fort	Ds > 500 m

II.2 Caractéristiques du réseau hydrographique

Le réseau hydrographique est constitué de l'ensemble des chenaux qui drainent les eaux de surface vers l'exutoire du bassin versant. La définition d'un cours d'eau est difficile à donner avec précision, en particulier pour les cours d'eau temporaires. Selon le support cartographique utilisé, on étudiera le réseau avec plus ou moins de détails : en photographie aérienne, on pourra déceler des thalwegs de très faibles extensions, tandis qu'on ne verra que les cours d'eau pérennes et importants sur une carte au 1/100 000ème.

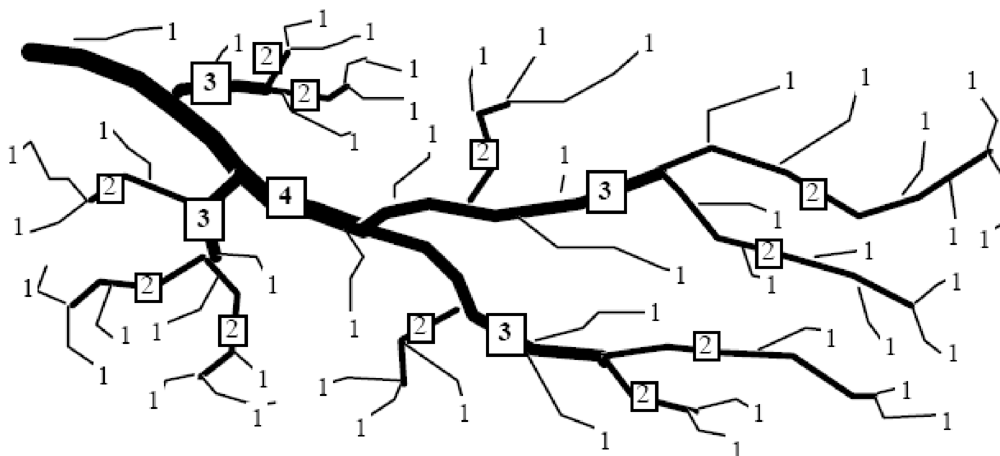
L'étude du chevelu hydrographique servant surtout à comparer des bassins entre eux, il suffit, dans la plupart des cas, de se fixer une définition du thalweg élémentaire et de l'appliquer pour l'étude de tous les bassins (par exemple : thalwegs = traits bleus temporaires ou pérennes sur carte I.G.N. au 1/50 000ème).

Le réseau hydrographique peut se caractériser par trois éléments : sa hiérarchisation, son développement (nombres et longueurs des cours d'eau) et son profil en long.

a) Hiérarchisation du réseau : Ordre du bassin versant

Pour chiffrer la ramification du réseau, chaque cours d'eau reçoit un numéro fonction de son importance. Cette numérotation, appelée ordre du cours d'eau, diffère selon les auteurs. Parmi toutes ces classifications, nous adopterons celle de Strahler :

- ✓ tout cours d'eau n'ayant pas d'affluent est dit d'ordre 1,
- ✓ au confluent de deux cours d'eau de même ordre n, le cours d'eau résultant est d'ordre n+1,
- ✓ un cours d'eau recevant un affluent d'ordre inférieur garde son ordre, ce qui se résume par: $n + n = n + 1$ et $n + m = \max(n,m)$



b) Morphométrie des réseaux hydrographiques

Selon les nuances apportées en partie par le relief et le climat, l'écoulement d'un réseau hydrographique se distingue par sa destination par rapport à la mer, à savoir :

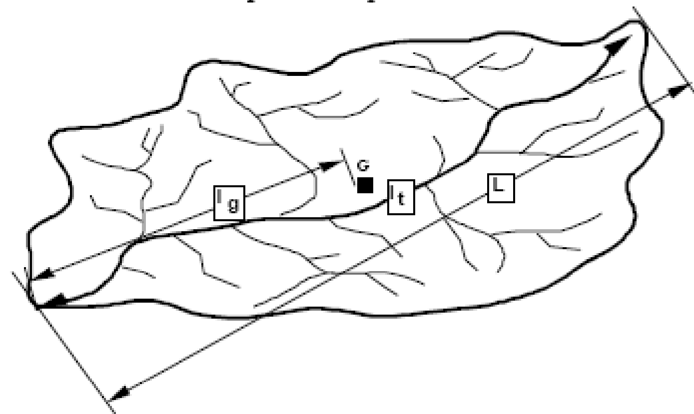
COPIE BENKADJA

- ***Ecoulement exoréique :*** Les eaux du BV débouchent vers la mer. Exemple : les bassins versants de la Soummam, Kébir du Rhumel, Seybouz….
- ***Ecoulement endoréique :*** Les eaux du BV n'atteignent pas la mer ; elles gagnent des dépressions (lacs, chotts,…) où elles s'accumulent ou disparaissent sous l'effet de l'évaporation favorisé par 2 facteurs : le relief en cuvette ou l'aridité du climat. Exemple : BV de Oued K'sob (BBA), BV de Oued Soubella, ect…
- ***Ecoulement aréique :*** ce type concerne les régions sans écoulement de surface où les précipitations sont très faibles et l'évaporation est très importante. La morphologie du BV existe mais sans observation d'écoulement. Exemple : BV du Sahara.

c) Longueurs et pentes caractéristiques du réseau

1. Longueur du bassin versant : L et longueur du cours d'eau principal : L_{cp}

- la longueur du cours d'eau principal (lt ou L_{cp}) est obtenue en poursuivant ce cours d'eau principal indiqué sur les cartes topographiques, vers l'amont jusqu'à la limite du bassin. De même, si le cours d'eau, en aval, présente des méandres, on curvimètre en général tous les méandres.
- la "distance de l'exutoire au centre de gravité du bassin"(lg). Ceci paraît être une bonne caractéristique de longueur mais elle nécessite l'évaluation de la position du centre de gravité du bassin ;
- la "plus grande longueur entre deux points de la frontière" (L). On utilise cette caractéristique surtout en association avec la "plus grande largeur" (l) perpendiculaire à la plus grande longueur.



2. Profil longitudinal d'un cours d'eau

Ce profil est établi en portant en abscisses les longueurs développées du lit de la rivière à partir d'un point de référence (exutoire) et en ordonnées les cotes de l'eau dans le cours d'eau principal et de ces affluents (parfois on donne la cote du fond). Ce relevé se fait, soit par nivellement sur le terrain, soit plus sommairement à partir des cartes topographiques.

Le profil en long d'un cours d'eau est un graphique représentant les différentes élévations du fond du cours d'eau en fonction de la distance à l'exutoire.

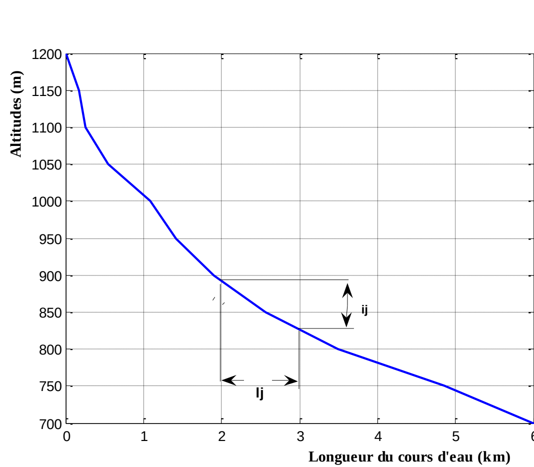
Les profils en long permettent d'estimer la pente moyenne du cours d'eau. Cette pente moyenne sert surtout dans l'évaluation des temps de concentration d'un bassin versant, ce temps de concentration étant lié à la vitesse de propagation des particules fines ; elle-même proportionnelle à $\sqrt{i}$.

On calcule généralement la pente moyenne I d'un cours d'eau par la formule suivante :

$$\frac{1}{\sqrt{I}} = \frac{1}{L_{cp}} \sum_{j=1}^{n} \frac{l_j}{\sqrt{i_j}}$$

Dans cette formule, le cours d'eau de longueur totale L_{cp} est découpé en n tronçons j où la pente i_j est constante sur une longueur l_j.

I : pente moyenne du cours d'eau principal
L_{cp} : longueur totale du cours d'eau principal
l_j : longueur d'un tronçon j du cours d'eau principal (à partir du graphe)
i_j : différence d'altitude du tronçon j



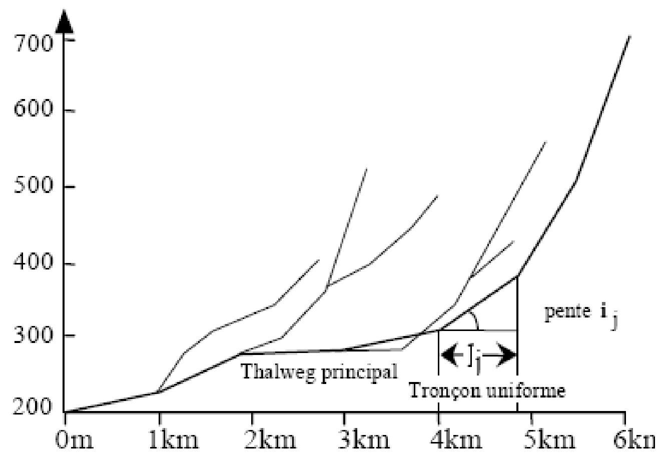


Figure 7: Profil en long du cours d'eau principal

POLYCOPIE BENK

d) Degré de développement du réseau hydrographique

1. La densité de drainage D_d :

Elle se définit (Horton) par le rapport de la longueur totale des cours d'eau à la surface du bassin versant : $\mathbf{D_d = \frac{\sum Li}{A}}$ où :

D_d : densité de drainage [km/km²] ; *L_i* : longueur totale des cours d'eau [km] ; *A* : surface du bassin versant [km²].

La densité de drainage dépend de la géologie, des caractéristiques topographiques du bassin versant et, dans une certaine mesure, des conditions climatologiques et anthropiques.

En pratique, les valeurs de densité de drainage varient de 3 à 4 pour des régions où l'écoulement n'a atteint qu'un développement très limité et se trouve centralisé ; elles dépassent 1000 pour certaines zones où l'écoulement est très ramifié avec peu d'infiltration. Selon Schumm, la valeur inverse de la densité de drainage, ***$C=1/D_d$*,** s'appelle «constante de stabilité du cours d'eau». Physiquement, elle représente la surface du bassin nécessaire pour maintenir des conditions hydrologiques stables dans un vecteur hydrographique unitaire (section du réseau).

Ce paramètre est un reflet de la dynamique du bassin versant, de la stabilité du réseau hydrographique et du type de ruissellement de surface.

La densité de drainage totale est composée de deux fractions distinctes :

- ✓ La densité de drainage permanent assuré par les écoulements de base et les sources. $\mathbf{D_{dp} = \frac{\sum L_p}{A}}$ où L_p est la longueur totale des cours d'eau permanent uniquement ;
- ✓ La densité de drainage temporaire où le ruissellement n'est assuré temporairement que lors des crues ; $\mathbf{D_{dt} = \frac{\sum L_t}{A}}$ où L_t est la longueur totale des cours d'eau temporaire uniquement.

2. La densité hydrographique : F

La densité hydrographique représente le nombre de thalwegs d'écoulement par unité de surface.

$$\mathbf{F = \frac{\sum N_i}{A}}$$

Où :
F : densité hydrographique [km^{-2}] ;
N_i : nombre de cours d'eau ;
A : superficie du bassin [km^2].
Il existe une relation assez stable entre la densité de drainage D_d et la densité hydrographique F, de la forme :

$$\mathbf{F = a.D_d^2}$$

Où : a est un coefficient d'ajustement et D_d est la densité de drainage.

Les régions à haute densité de drainage et à haute densité hydrographique (deux facteurs allant souvent de pair) présentent en général une roche mère imperméable, un couvert végétal restreint et un relief montagneux. L'opposé, c'est-à-dire faible densité de drainage et faible densité hydrographique, se rencontre en région à substratum très perméable, à couvert végétal important et à relief peu accentué.

La fréquence des thalwegs d'ordre 1 : F_1, est le rapport du nombre total de thalwegs d'ordre 1 à la surface du bassin versant : $\mathbf{F_1 = \frac{N_1}{A}}$ (km^{-2}).

3. Les rapports de confluence et de longueur : R_C et R_L

Sur la base de la classification des cours d'eau, Horton (1932) et Schumm (1956) ont établi différentes lois. Ces "lois" empiriques relient le nombre, la longueur, la moyenne et l'ordre des cours d'eau

Loi des nombres : $\mathbf{R_C = \frac{N_i}{N_{i+1}}}$

Loi des longueurs : $\mathbf{R_L = \frac{L_i}{L_{i+1}}}$

Avec :
R_C : rapport de confluence des cours d'eau;
R_L : rapport des longueurs des cours d'eau ;
i : ordre d'un cours d'eau i varie entre 1 et n (n est l'ordre du cours d'eau principal, classification selon Strahler) ;
N_i: nombre des cours d'eau d'ordre i ; N_{i+1} : nombre des cours d'eau d'ordre suivant ;
L_i : longueur moyenne des cours d'eau d'ordre i ;

Le rapport de confluence est un nombre sans dimension exprimant le développement du réseau de drainage. Il varie suivant l'ordre considéré. C'est un élément important à considérer pour établir des corrélations d'une région à une autre.

Selon Strahler (1964), le R_C varie de 3 à 5 pour une région où la géologie n'a aucune influence.

Pour un bassin versant homogène, R_C et R_L sont sensiblement constants.

4. Le coefficient de forme : C_f

Il est exprimé par la relation suivante : $\mathbf{C_f = \frac{l_m}{L_a}}$ où l_m : largeur moyenne du bassin versant, L_a : longueur axiale du bassin versant.

5. Le coefficient d'élancement : C_E

$$\mathbf{C_E = \frac{2\sqrt{A/\pi}}{L_{max}}}$$

Où :
L_{max} : longueur maximale du bassin versant. Elle s'obtient en prolongeant le cours d'eau principal au point le plus éloigné possible du bassin versant et en mesure la longueur de l'exutoire jusqu'à ce point.

POLYCOPIE BENKADJA

A : surface du BV.
Le coefficient varie de 1 pour un BV plat à 0,6 pour un BV à relief accentué.

II.3 – LES CARACTERISTIQUES GEOLOGIQUES

La géologie d'un bassin versant est un facteur très important car elle influence les régimes des cours d'eau qui drainent ce bassin. En période de crue, les volumes écoulés seront d'autant plus grands que le bassin sera plus imperméable. En période de basses eaux, les débits seront d'autant plus forts que les nappes sont plus nombreuses et importantes.

Enfin, la géologie influe indirectement sur l'évapotranspiration par l'effet thermique dû à la couleur des sols et par le développement de la végétation en fonction des sols (albédo).

Cependant, les critères de perméabilité et de porosités des terrains sont importants. On se contente généralement de caractériser la géologie d'après le comportement hydrogéologique du bassin. L'O.R.S.T.O.M. a proposé une classification en cinq groupes ainsi définis :

Classe de perméabilité	Intitulé	Exemple de terrains
P1	Perméable à aquifère drainant ou non drainé	Formation gréseuse dont les exutoires sont à l'extérieur du bassin
P2	Perméable à aquifère drainé	Formation gréseuse dont les sources alimentent le réseau
P3	Perméabilité moyenne ou faible	Alternance de marnes et calcaires
P4	Karstique	Formation calcaire, Perméabilité de fissures et développement d'un réseau souterrain
P5	Imperméable	Terrain marneux, cristallin, *etc*

POLYCOPIE BENKADJA

II.4 - LE COUVERT VEGETAL

Le couvert végétal influe beaucoup sur les quantités d'eau disponibles pour l'écoulement de surface. En effet, l'évapotranspiration par les végétaux est très importante et elle varie selon la nature des végétaux (forêts, cultures, prairies, *etc.*).

Par ailleurs, la végétation joue également un rôle atténuateur important en période de crue: en effet, lorsque la végétation est développée, le ruissellement est retardé et la pointe de crue est atténuée. Par ailleurs, l'écoulement étant plus long, la part d'eau reprise par l'évapotranspiration augmente et le volume de la crue diminue.

Pour caractériser le couvert végétal, on utilise le pourcentage des surfaces occupées par chaque type de végétation. Sous nos climats, on se contente de trois classes : forêt, cultures et pâturages et sols nus. (Parfois même, on ne retient que le pourcentage des forêts.).
La détermination des surfaces occupées par chaque type de végétation est difficile car les documents cartographiques les mentionnant sont rares et bien souvent dépassés. Par exemple, le type de culture peut changer d'une année à l'autre (prairies -> cultures). La télédétection satellitaire trouve ici une application particulièrement efficace.

C'est la densité d'occupation du sol qui intervient comme élément de différenciation tant au niveau de l'écoulement qu'au niveau de la dégradation des sols. Il est utile alors de faire une classification des types de végétation par ordre de densité décroissante proposée par J. tricart (1963 et 1968).

Classe 1	Surfaces bien protégées en permanence	Défavorable au ruissellement et à l'érosion hydrique (forêts, prairies,etc….)
Classe 2	Surfaces protégées incomplètement par la couverture végétale	Les pluies tombant sur les sols non protégés peuvent engendrer un ruissellement ± violent et exercer une érosion ± importante (cultures, vergers, terres labourées, etc …
Classe 3	Surfaces mal protégées ou nues	L'érosion hydrique et le ruissellement sont largement favorisés (terrains dénudés de végétation, steppe, etc…

La présence de la végétation dans un bassin versant joue un rôle important d'une part dans la limitation du phénomène de l'érosion et d'autre part dans le bilan hydrologique à cause de son double rôle, à savoir : Interception et transpiration.

- ***Interception :*** Il s'agit de la fraction de pluie qui est arrêtée par le couvert forestier ou feuilles d'arbres puis reprise directement par l'évaporation sans arriver au sol.

Elle peut être évaluée par la formule suivante :

$$\mathbf{I_s = P_b - (T_f + S_f) + litière\ I_s}$$

Où :

I_s : pertes par interception en mm

P_b : précipitations brutes en mm, (précipitations qui tombent sur le couvert forestier)

T_f : précipitations parvenant au sol (mm) ;

S_f : écoulement le long des troncs d'arbres

Litière I_s : pertes par interception dans la litière (feuilles sèches mortes tombées sur le sol).

La pluie nette (en mm) qui participe au ruissellement est : $\mathbf{P_n = P_b - I_s}$

- ***Transpiration :*** Les espèces herbacées et arbustes ou arbres prélèvent par leurs racines dans les réserves du sol, de l'eau qui est soustraite à l'écoulement sub–superficiel et souterrain.

POLYCOPIE BENKADJA

Chapitre III

LES PRECIPITATIONS

I. Définitions

Les précipitations regroupent toutes les eaux météoriques recueillies par un bassin versant. Elles se présentent sous la forme liquide (pluie), ou solide (neige, grêle, givre …).
Quand on parle de pluie, il s'agit de la pluviométrie. Quand on parle de neige, il s'agit de nivosité.

La hauteur de précipitation est la hauteur de la lame d'eau qui s'accumulait sur une surface horizontale si toutes les précipitations y étaient immobilisées. Elle est assimilée au volume total d'eau tombée, en litre, divisé par la section pluviométrique en m^2. Elle s'exprime en général en mm (litre/m^2).

La hauteur de pluie peut se rapporter à divers intervalles de temps : heure (pluie horaire), jour (pluie journalière), mois (pluie mensuelle), année (pluie annuelle).

Autre définition : Sont dénommées précipitations, toutes les eaux météoriques qui tombent sur la surface de la terre, tant sous forme liquide (bruine, pluie, averse) que sous forme solide (neige, grésil, grêle) et les précipitations déposées ou occultes (rosée, gelée blanche, givre,...). Elles sont provoquées par un changement de température ou de pression. Les précipitations constituent l'unique « entrée » des principaux systèmes hydrologiques continentaux que sont les bassins versants.

II. Types de précipitations

Il existe différents types de précipitations : les précipitations convectives, les précipitations orographiques et les précipitations frontales.

- ***Les précipitations convectives*** (précipitation due au mouvement convectif dans l'atmosphère). Elles résultent d'une ascension rapide des masses d'air dans l'atmosphère. Elles sont associées aux cumulus et cumulo-nimbus, à développement vertical important. Les précipitations résultantes de ce processus sont en général orageuses, de courte durée (moins d'une heure), de forte intensité et de faible extension spatiale.
- ***Les précipitations orographiques*** (précipitation causée par l'ascension d'air humide au dessus d'une barrière orographique). Comme son nom l'indique (du grec oros, montagne), ce type de précipitations résulte de la rencontre entre une masse d'air chaude et humide et une barrière topographique particulière. Par conséquent, ce type de précipitations n'est pas «spatialement mobile» et se produit souvent au niveau des massifs montagneux. Les caractéristiques des précipitations orographiques dépendent de l'altitude, de la pente et de son orientation, mais aussi de la distance séparant l'origine de la masse d'air chaud du lieu de soulèvement. En général, elles présentent une intensité et une fréquence assez régulières.
- ***Les précipitations frontales*** ou de type cyclonique (précipitation causée par la détente de l'air humide s'élevant le long ou au voisinage d'une surface frontale). Elles sont associées aux surfaces de contact entre deux masses d'air de température, de gradient thermique vertical, d'humidité et de vitesse de déplacement différents, que l'on nomme « fronts ». Les fronts froids (une masse d'air froide pénètre dans une région chaude) créent des précipitations brèves, peu étendues et intenses. Du fait d'une faible pente du front, les fronts chauds (une masse d'air chaude pénètre dans une région occupée par une masse d'air plus froide) génèrent des précipitations longues, étendues, mais peu intenses.

1. Régime des précipitations

En utilisant la seule donnée de précipitation dans une nomenclature climatique, on parvient à définir une répartition mondiale des différents régimes pluviométriques. Pour

POLYCOPIE BENKADJA

identifier et classer les diverses régions pluviométriques du globe, on a habituellement recourt aux précipitations moyennes mensuelles ou annuelles (évaluées sur une longue période) et à leurs variations. La précipitation moyenne annuelle établie sur un grand nombre d'année (hauteur moyenne des précipitations annuelles tombant à un endroit donné) est aussi appelée sa valeur normale, son module annuel ou sa valeur inter-annuelle. Une classification pluviométrique générale basée sur les données annuelles est fournie par le tableau suivant :

Régimes pluviométriques du monde (Tiré de Champoux, Toutant, 1988)

Nom	Caractéristiques
Régime équatorial humide	- plus de 2000 mm de précipitations annuelles moyennes - à l'intérieur des continents et sur les côtes - région typique de ce régime : bassin de l'Amazone
Régime subtropical humide en Amérique	entre 1000 et 1500 mm de précipitation annuelle moyenne - à l'intérieur des continents et sur les côtes - région typique de ce régime : pointe sud-est de l'Amérique du Nord
Régime subtropical sec	- moins de 250 mm de précipitation annuelle moyenne - à l'intérieur des continents et sur les côtes ouest - région typique de ce régime : le sud du Maghreb
Régime intertropical sous l'influence des alizés	- plus de 1500 mm de précipitation annuelle moyenne - sur des zones côtières étroites ; humidité - région typique de ce régime : côtes est de l'Amérique centrale
Régime continental tempéré	- entre 100 et 500 mm de précipitation annuelle moyenne - à l'intérieur des continents ; il en résulte des déserts ou des steppes (semi aride et aride en Algérie) - région typique de ce régime : plaines de l'ouest du continent nord-américain
Régime océanique tempéré	- plus de 1000 mm de précipitation annuelle moyenne - sur les côtes ouest des continents - région typique de ce régime : la Colombie britannique, l'Europe
Régime polaire et arctique	- moins de 300 mm de précipitation annuelle moyenne - se situe au nord du 60^e parallèle ; formation de grands déserts froids région typique de ce régime : le grand nord canadien

POLYCOPIE BENKADJA

Finalement, les précipitations sont un des processus hydrologiques les plus variables. D'une part, elles sont caractérisées par une grande *variabilité dans l'espace* et ceci quelle que soit l'échelle spatiale prise en compte (régionale, locale, etc.). D'autre part, elles sont caractérisées par une grande *variabilité dans le temps*, aussi bien à l'échelle annuelle qu'à celle d'un événement pluvieux.

III. Mesures des précipitations

3.1 Mesures de la hauteur d'eau précipitée

Comme les précipitations varient selon différents facteurs (déplacement de la perturbation, lieu de l'averse, influence de la topographie, etc.), leur mesure est relativement compliquée.

Quelle que soit la forme de la précipitation, liquide ou solide, on mesure la quantité d'eau tombée durant un certain laps de temps. On l'exprime généralement en hauteur de précipitation ou *lame d'eau* (mm) précipitée par unité de surface horizontale. On définit aussi son intensité (mm/h) comme la hauteur d'eau précipitée par unité de temps. La précision de la mesure est au mieux de l'ordre de 0,1 mm. Dans certaines régions, toute précipitation supérieure à 0,5 mm est considérée comme *pluie effective*.

Les différents instruments permettant la mesure des précipitations sont les deux appareils de mesures fondamentaux que sont :

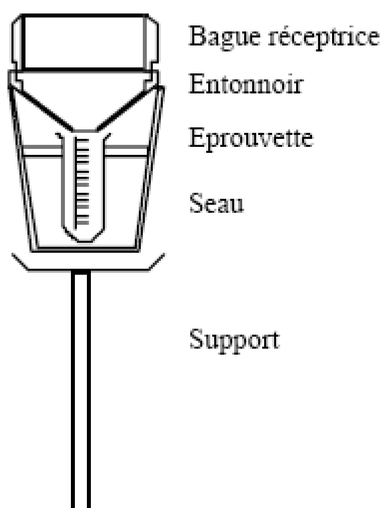
- Le pluviomètre : instrument de base de la mesure des précipitations liquides ou solides. Il indique la quantité d'eau totale précipitée et recueillie à l'intérieur d'une surface calibrée dans un intervalle de temps séparant deux relevés.
- Le pluviographe : instrument captant la précipitation de la même manière que le pluviomètre mais avec un dispositif permettant de connaître, outre la hauteur d'eau totale, leur répartition dans le temps, autrement dit les intensités.

a. Pluviomètres

- **type « association »**

Le pluviomètre est un appareil très simple qui comporte une surface réceptrice limitée par une collerette cylindrique ; l'eau traversant cette surface est dirigée par un entonnoir vers un seau récepteur. Si durant un certain intervalle de temps Δt, on a récupéré un volume V à travers la surface réceptrice S, la hauteur de pluie $H\Delta t$ tombée est $H\Delta t=V/S$

Ce type de pluviomètre est composé de 3 parties :



- un récipient (en zinc ou plastique ou PVC) où s'accumule l'eau recueillie
- un entonnoir toujours formant une surface réceptrice avec un trou assez petit (pour éviter de fortes évaporations de l'eau)
- une bague circulaire limitant la surface réceptrice mesurant 400 cm^2.

Pour son emplacement, il faut que le pluviomètre doit être placé dans un endroit bien découvert ; le niveau de la bague soit à 1,5 m au dessus du sol ; strictement horizontal et doit être placé à une distance D supérieur à 2 fois la hauteur d'un obstacle (D>2H).

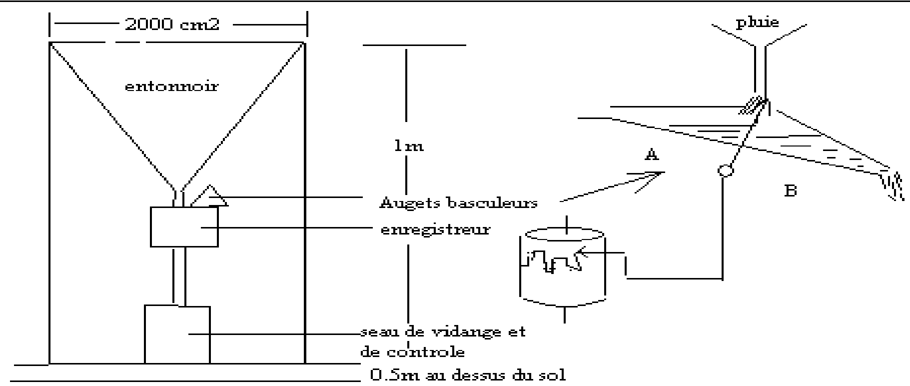
Pour faire des mesures, on retire la bague et l'entonnoir collecteur et on verse soigneusement le contenu dans une éprouvette graduée.

- **type « totalisateur »**

Il s'agit d'un pluviomètre qui est installé dans des régions montagneuses d'accès difficile en hiver. Ce type est analogue aux autres cités déjà, mais de capacité suffisante pour accumuler les pluies ou neiges tombées entre deux observations (soit plusieurs mois ou même année). Son réservoir est peint en noir extérieurement et il est rempli de $CaCl_2$ recouvert d'une couche de 5 à 10 mm d'huile résistant à la congélation. Le $CaCl_2$ est un antigel et de fusion de la neige et évite même l'évaporation.

b. Les pluviographes

Ces appareils sont destinés à l'enregistrement de la hauteur de pluie cumulée en fonction du temps. Deux types principaux ont eu un certain développement : les pluviographes à augets basculeurs et ceux à siphons. Le type R208A à augets basculeurs Les augets basculent en l'occurrence 20 g d'eau = 20 cm^3.



La partie captante ayant des surfaces de 2000 cm^2, 1000 cm^2 ou 400 cm^2, un basculement correspond à 0,1 mm, 0,2 mm ou 0,5 mm de pluie. (Les deux dernières surfaces sont celles préconisées par l'O.M.M.)



Il existe aussi des pluviographes totalisateurs qui sont munis d'un chauffage soit électrique ou soit par brûleurs à gaz butane.

Dans les régions désertiques, on installe des pluviographes totalisateurs avec réservoir enterré dans le sol afin de diminuer l'évaporation.

3.2 Réseau d'observation et publication des données

a. Le réseau d'observation

Pour un bassin versant donné ou une région donnée, les stations pluviométriques forment un réseau d'observations. Elles fournissent des mesures ponctuelles.

Les données relatives aux stations sont d'une haute importance pour les statistiques climatiques, la planification, la gestion des ressources et les projets de construction. La nature et la densité des réseaux doivent donc tenir compte du phénomène observé, du but des observations, de la précision désirée, de la topographie, des facteurs économiques ou d'autres encore.

La représentativité des précipitations par les mesures est fonction du réseau d'observation. Plus celui-ci est dense, meilleure est l'information et plus l'ensemble des mesures est représentatif de la lame d'eau tombée sur une surface donnée. Cependant le réseau

est le résultat d'un compromis entre la précision désirée et les possibilités ou charges d'exploitation. Le réseau devra donc être planifié. Il existe plusieurs théories sur la planification optimale d'un réseau, mais elles donnent des résultats approximatifs, qui doivent toujours être adaptées aux contraintes locales et financières.

b. Publication des données pluviométriques

La publication des données pluviométriques est du ressort des services publics qui le font généralement sous forme d'annuaires. En Algérie, la publication de référence s'intitule résultats des mesures de précipitations journalières. Les annuaires pluviométriques (Office national de la météorologie ONM et ANRH) regroupent, pour chacune des stations de mesure, les résultats suivants :

- La hauteur pluviométrique journalière,
- la hauteur pluviométrique mensuelle,
- la hauteur pluviométrique annuelle,
- le module pluviométrique annuel moyen (moyenne arithmétique des hauteurs de précipitations annuelles),
- la fraction pluviométrique mensuelle (rapport entre le module annuel et le module mensuel considéré),
- les moyennes, le nombre moyen de jours de pluie, la variabilité des précipitations et des jours de pluie,
- les cartes de la pluviométrie mensuelle et annuelle.

Au niveau d'une station météorologique, il faut ajouter aux données des précipitations, plusieurs autres mesures tel que : les températures maximales et minimales, la durée d'ensoleillement, la vitesse et la direction des vents, l'humidité de l'air, la pression barométrique, etc….

Certaines de ces valeurs peuvent être régionalisées et présentées sous forme de *cartes d'isohyètes* (cartes d'équivaleurs de précipitations). Il existe d'autres ouvrages de synthèse qui sont davantage dirigés vers une analyse synthétique des précipitations (exemple de l'«Atlas hydrologique de l'Algérie» http://anrh. dz).

c. Correction des mesures

* Les résultats des données pluviométriques ne sont pas identiques quand la surface réceptrice des différents appareils n'est pas la même. Pour cela, des relations ont été établies entre ces appareils. Afin d'homogénéiser les mesures, elles sont toutes apportées à la même surface (2000 cm^2). Ainsi, le coefficient entre 400 et 2000 cm^2 est 1,034 ; entre 1000 et 2000 cm^2 le coefficient est de 1,012.

$$P_{2000\ cm^2} = 1,034\ P_{400\ cm^2}$$
$$P_{2000\ cm^2} = 1,012\ P_{1000\ cm^2}$$

* Des différences existent aussi suivant la hauteur de la surface de réception par rapport au sol. Donc, toutes les données recueillies doivent être corrigées à l'aide d'un coefficient afin d'obtenir d'une part des valeurs homogènes pour toutes les surfaces réceptrices et d'autre part d'estimer la quantité de pluie tombée sur le sol et non à 1 ou 1,5 m du sol.

$$P_{sol} = P_{1m}/1.03 \qquad P_{sol} = P_{1.5m}/\ 1.05$$

3.3 Les résultats pluviométriques

a) Les données de pluies

Le dépouillement du pluviogramme consiste à présenter les données des pluies journalières sous forme de tableau.

On appelle le pluviogramme, la courbe des pluies cumulées fournie par l'appareil ;

On appelle le hyétogramme, le graphique des intensités.

POLYCOPIE BENKADJA

α) Les précipitations journalières

Jour pluvieux : On appelle jour pluvieux, le jour où, entre o^h et 24^h, la pluie ou autre, a mouillée ou couvert entièrement le sol. Certains auteurs distinguent entre les jours de pluie mesurable, c.à.d. supérieure à 0.1mm, et ceux où il ne tombe que quelques gouttes.
La probabilité d'occurrence d'un jour de pluie est définie comme étant le rapport du nombre de jours pluvieux à la station A sur le nombre de jours de la série chronologique.
Exemple : on a calculé sur 30 années d'observations (du 1 janvier 1931 au 31 décembre 1960) soit 10958 jours, dont 2820 jours sont pluvieux. La probabilité d'occurrence d'un jour de pluie est de l'ordre de 0.26 c.à.d. qu'on a une chance sur 4 d'avoir un jour pluvieux.
Evidemment, cette valeur donne une idée générale sur les jours pluvieux car la probabilité diffère d'une saison à l'autre et plus précisément d'un mois à l'autre.

β) Les précipitations mensuelles

Les données de précipitations journalières seront groupées en données mensuelles (il s'agit de la somme des quantités de pluies journalières tombées durant le nombre de jour du mois considéré) puis exploitées hydrologiquement en les classant, groupant et à les coordonner en données synthétiques et statistiques.

γ) Les précipitations annuelles

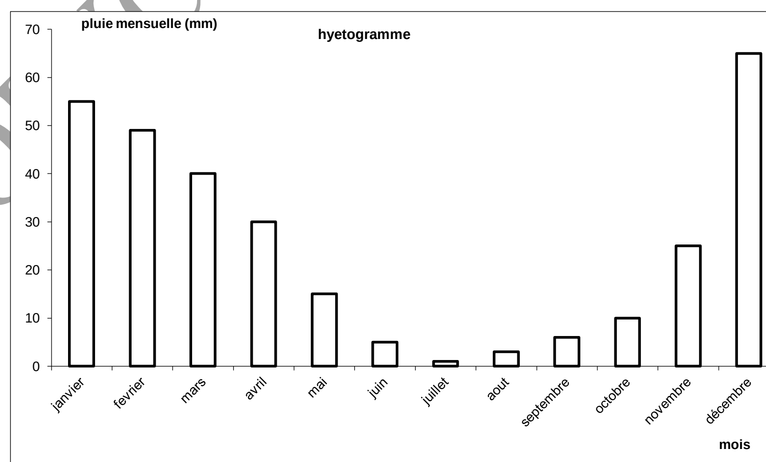
C'est la somme des données de pluies journalières des 365 (ou 366 jours) de l'année considérée ou la somme des 12 mois de pluies mensuelles.

b) Tableaux et graphiques chronologiques mensuels

α. Le hyétogramme : Ils donnent les hauteurs des pluies journalières, mensuelles, saisonnières, annuelles en représentant en abscisses les heures, jours, mois, années … et en ordonnées les hauteurs de pluies en mm.

Exemple : type chronologique mensuel

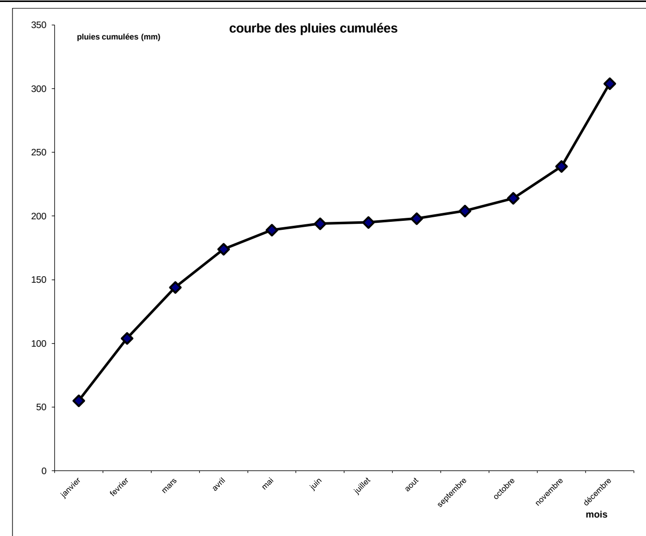
mois	Jan.	Fev.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Aout	Sept	Oct	Nov	Dec
P (mm)	55	49	40	30	15	5	1	3	6	10	25	65
P cumulées (mm)	55	104	144	174	189	194	195	198	204	214	239	304



β. Courbes des pluies cumulées

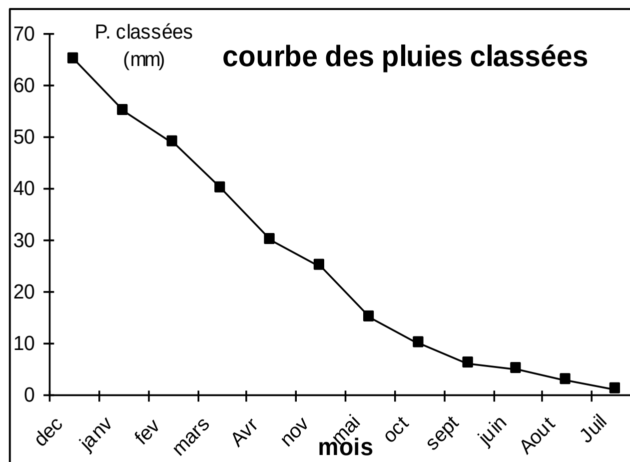
Si on porte en abscisses les temps (heures, jours, mois…) et en ordonnées les hauteurs de pluies cumulées, on obtient une courbe des hauteurs de pluies cumulées.

POLYCOPIE BENKADJA



γ. Courbes des précipitations classées

Ces types de courbes permettent de déterminer la fréquence des hauteurs des précipitations. On porte en abscisses les mois et en ordonnées les hauteurs de pluies mensuelles classées par ordre de grandeur décroissant sans tenir compte de leur succession dans le temps (on peut mettre en abscisses les fréquences relatives en %). Ce qui permet de tirer d'autres informations de cette courbe tel que :



Le premier point du mois de décembre (65mm) correspond à 0% ; le dernier point du mois de juillet (1mm) correspond à 100%. On divise cette distance de 0 à 100 % pour obtenir 50% (médiane), 25% (quartile) et 75% (quartile).

θ. Les tableaux et données statistiques

Pour une station pluviométrique, on mesure chaque jour la hauteur pluviométrique journalière. On complète le tableau pour chaque mois et pour toute l'année. On obtient un fichier de données de pluies journalières.

Les trois paramètres les plus employés sont : le module pluviométrique annuel, la précipitation mensuelle moyenne et l'indice de pluviosité.

- Le module pluviométrique annuel

$$\overline{\mathbf{P}} = \frac{\sum_{i=1}^{n} \mathbf{P_i}}{\mathbf{n}}$$

C'est la moyenne arithmétique des hauteurs de pluies annuelles en mm sur une série d'années n (n > 30 années pour être significative).

- Les précipitations mensuelles moyennes

C'est la moyenne arithmétique des pluies d'un même mois sur une longue série.

Exemple : pour le mois de Janvier, on prend la somme des hauteurs de pluie de tous les mois de janvier de la série chronologique et qu'on divise par le nombre de mois.

- indice de pluviosité

Indice pluviométrique annuel = hauteur de pluie annuelle / module pluviométrique annuel

Indice pluviométrique mensuel = hauteur de pluie mensuelle / pluie mensuelle moyenne

IV. Pluie moyenne annuelle tombée sur un bassin versant

Les méthodes destinées à établir la pluie moyenne annuelle tombée sur un BV nécessaire dans l'étude d'un bilan hydrologique sont toujours les mêmes quel que soit le phénomène. Ou bien on fait la moyenne arithmétique des résultats trouvés aux différents points d'observations (*elle s'applique uniquement si les stations sont bien réparties et si le relief du bassin est homogène*). Cette méthode est souvent peu recommandée car peu représentative. Il est préférable d'utiliser des méthodes graphiques (tracé d'isohyètes) ou des polygônes qui permettent de donner un poids différent à chacun des points de mesures (moyennes pondérées).

A) Méthode de Thiessen (polygônes)

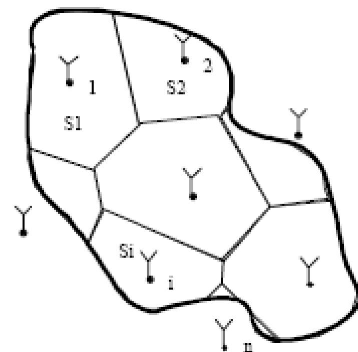
Cette méthode est basée uniquement sur les pluies observées aux pluviomètres. C'est la méthode la plus utilisée, dans laquelle on attribue, à chaque pluviomètre un poids proportionnel à une zone d'influence présumée tel qu'un point situé dans cette zone soit plus près en distance horizontale du pluviomètre correspondant que de tout autre pluviomètre. (*La méthode ne tient compte que de la distribution spatiale en plan des stations. Elle consiste à supposer que la fonction P (x, y) varie discrètement. Pour cela, sur tout élément de surface dx dy, on admet que P (x, y) est égal à la valeur enregistrée au poste le plus proche).*

On détermine à partir des différentes stations pluviométriques du BV, les polygones ayant comme centre de gravité la station pluviométrique ; et on considère que la pluie moyenne annuelle tombée sur la surface délimitée par chaque polygone correspond à celle relevée par la station pluviométrique qui se trouvant au sein du polygone considéré. Ainsi, on calcule la surface S_i du polygone élémentaire à laquelle on affecte la hauteur des pluies P_i relevée à la station pluviométrique i comprise à l'intérieur de ce polygone.

Son application consiste à tracer une série de droites joignant les stations adjacentes. On trace les médiatrices des différents segments. L'intersection de ces médiatrices détermine un certain nombre de polygones.

$$\overline{\mathbf{P}}_{BV} = \frac{\sum_{i=1}^{n} P_i S_i}{\sum_{i=1}^{n} S_i} = \sum_{i=1}^{n} \alpha_i P_i$$

$$\alpha_i = \frac{S_i}{\sum_{i=1}^{n} S_i}$$



A partir de la figure, les éléments de surface plus proches d'un pluviomètre, sont déterminés par le réseau des médiatrices des segments joignant les postes 2 à 2. On remarque alors que les termes α_i appelés coefficients de Thiessen ne dépendent que de la répartition spatiale des postes par rapport au bassin versant. Ils ne dépendent pas de la pluie, donc la construction géométrique est à faire une fois pour toutes et on appliquera α_i à toutes les averses à étudier.

B) Méthode des isohyètes

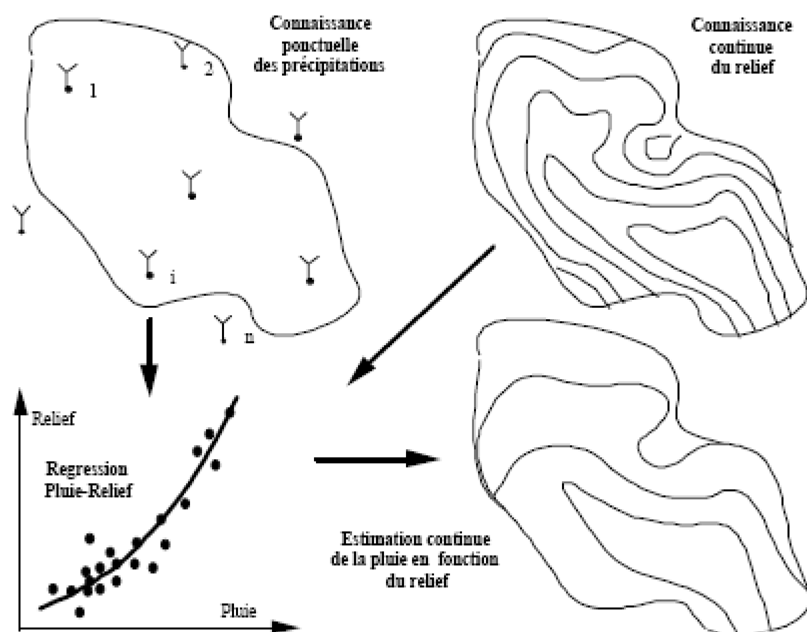
Cette méthode est plus rigoureuse et a l'inconvénient de demeurer lourde en dépit des moyens actuels, fondée sur l'utilisation des isohyètes *(isohyète : courbe d'égale valeur de hauteur de pluie)*. Elle consiste, connaissant la fonction P (x, y) en quelques points d'échantillonnage à interpoler P(x,y) en tout point du bassin versant. Cette interpolation est généralement faite selon des techniques de krigeage où la pluie estimée en un point quelconque est une

POLYCOPIE BENKADJA

combinaison linéaire des pluies connues aux pluviomètres ; les poids étant affectés selon la distance du point au pluviomètre par rapport à la structure spatiale du phénomène. Cette méthode permet de tenir compte d'autres paramètres, en particulier du relief que l'on connaît en tout point. Dans ces conditions, on étudie les régressions pluie-morphométrie aux différents points d'observation, puis on interpole les résidus de régression qui par construction sont une fonction aléatoire stationnaire d'ordre 2. Enfin on reconstitue en tout point les précipitations en ajoutant aux résidus interpolés, la moyenne conditionnelle des précipitations expliquée par le relief.

Cette méthode consiste alors à tracer des courbes d'égales valeurs de pluies. Il s'agit de carte des isohyètes. On planimètre la surface comprise entre 2 isohyètes consécutives et on admet que la hauteur de pluie tombée sur cette surface S_i est la moyenne entre les côtes des 2 isohyètes. Pour l'ensemble du BV, la pluie tombée est :

$$\overline{\mathbf{P}} = \frac{\sum_1^i \mathbf{P_i S_i}}{\sum_1^i \mathbf{S_i}}$$



POLYCOPIÉ BENKADJA

CHAPITRE IV

EVAPORATION, TRANSPIRATION et EVAPOTRANSPIRATION

Le retour de l'eau à l'atmosphère peut se faire de différentes manières, soit directement par évaporation à partir d'une surface d'eau libre (barrage, mer, lac, cours d'eau, *etc.*), soit le plus souvent à partir d'un sol ou par l'intermédiaire des végétaux. On parle dans ce deuxième cas d'évapotranspiration. Pour l'évaporation, la quantité d'eau qui repart dans l'atmosphère dépend uniquement des paramètres physiques tels que la température de l'air, de l'eau, de la vitesse du vent, du degré hygrométrique, de l'ensoleillement, *etc.* L'évapotranspiration, elle, dépend en plus du couvert végétal et de son stade de développement ; sa mesure en est rendue d'autant plus difficile.

I. L'EVAPORATION

1. Définition

L'évaporation est un phénomène physique qui consiste en la transformation de l'eau en vapeur d'eau. L'action de l'évaporation est très importante car ce phénomène s'effectue aux dépends de tous les états physiques et de tous les types d'eau.

L'eau de pluie par exemple s'évapore soit au cours de sa chute, soit qu'elle recouvre les plantes d'une mince pellicule (interception), soit qu'elle ruisselle à la surface du sol.

2. Les facteurs fondamentaux de l'évaporation

Le taux d'évaporation est exprimé en mm par jour, par mois ou par année. Celui-ci est conditionné par deux groupes de facteurs :

- Les facteurs propres à l'atmosphère ambiante. Les paramètres caractérisant l'état de l'atmosphère engendrent le pouvoir évaporant de l'atmosphère ;
- Les facteurs propres à la surface d'évaporation. Les paramètres caractérisant la nature et l'état de cette surface (surface d'eau libre, neige, glace, sol nu, végétation…) engendrent le pouvoir évaporant et l'état de surface.

* Le pouvoir évaporant de l'atmosphère dépend d'un grand nombre de paramètres météorologiques dont le degré hygrométrique, la température, durée d'insolation, vent, la pression barométrique, l'altitude, etc…

* Les types de surface d'évaporation : les plus importantes sont les surfaces d'eau libre dont le taux d'évaporation dépend de son étendue et de sa profondeur.

3. Mesure de l'évaporation

Il existe plusieurs méthodes de mesure de l'évaporation. Elles peuvent être divisées en 3 grandes catégories : les méthodes directes, les méthodes analytiques et les méthodes empiriques. Dans ce cours, on ne s'intéresse qu'aux méthodes directes.

a) Les méthodes directes

L'évaporation est mesurée par de nombreux instruments dont les plus importants sont :

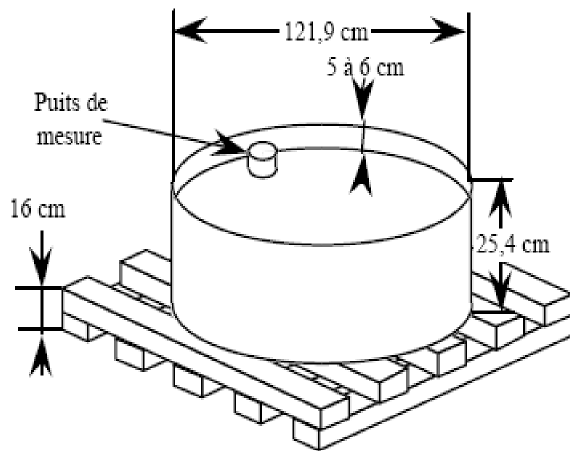
α) mesures de l'évaporation à partir d'une surface libre

α.1) Les bacs d'*évaporation*

Il existe 3 catégories de bacs suivant leur disposition à la surface du sol, enterrés dans le sol ou installés en flottant sur une surface d'eau libre.

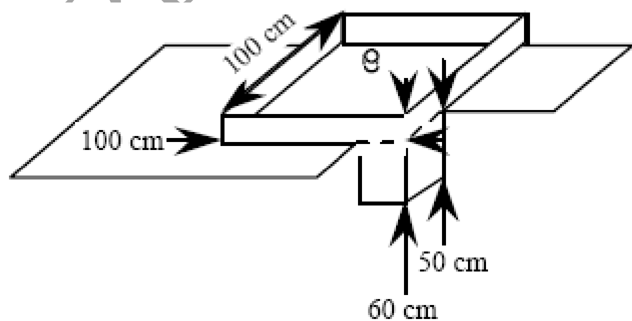
POLYCOPIE BENKADJA

***** *Bac classe A (du Weather Bureau, U.S.A.)* : Ce bac est constitué d'un cylindre métallique de 121,9 cm de diamètre et de 25,4 cm de hauteur. Dans ce cylindre, on maintient une épaisseur d'eau de 17,5 à 20 cm. Le cylindre est supporté par un caillebotis à 15 cm du sol. Le caillebotis doit permettre une bonne aération sous le bac. Ce bac universellement répandu ne satisfait que très partiellement l'hydrologue car, du fait de sa disposition par rapport au sol, il est très sensible aux variations de température, son inertie thermique étant faible.





* *Bac Colorado et Bac ORSTOM* : Le bac Colorado et le bac ORSTOM qui en dérive, sont des bacs de section carrée de 92,5 cm de côté (1 m pour le bac ORSTOM), d'une hauteur de 60 cm et enterré de 50 cm. L'eau est maintenue à 10 cm environ du rebord, soit sensiblement au niveau du sol. Cet appareil étant enterré et avec une plus grande épaisseur d'eau, il possède une plus grande inertie thermique et se rapproche plus des conditions naturelles.



α.2) Les évaporomètres

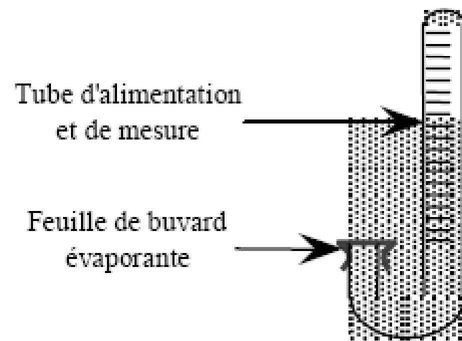
* *Evaporométre Wild* **:** C'est une balance type "pèse lettre" dont le plateau supporte un petit bassin A contenant de l'eau (s=250 cm^2 et sa profondeur=35 mm). On enregistre ou on note les variations du poids du bassin.

β) Mesure de l'évaporation à partir de surfaces poreuses : les atmomètres

Ces appareils sont destinés à mesurer une grande caractéristique du pouvoir évaporant de l'air ambiant. Ces appareils devraient donc avoir les qualités suivantes : faible inertie thermique, surface évaporante, plane, horizontale et à comportement de corps noir, faible perturbation du champ des vitesses du vent, ne pas modifier l'humidité relative de l'air ambiant au voisinage de l'appareil.

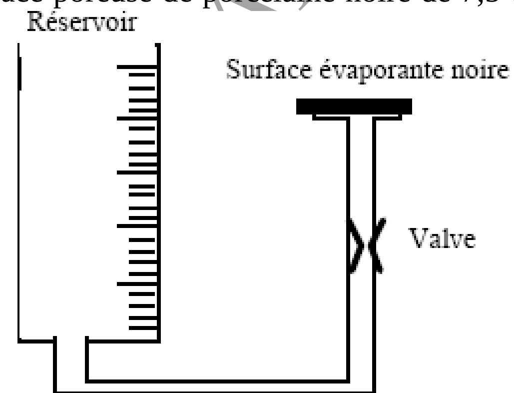
β.1) Evaporométre "Piche"

Parmi un grand nombre d'autres atmomètres, nous signalerons l'atmomètre de Piche, bien qu'il ne réponde qu'imparfaitement aux qualités exigibles d'un appareil de mesure. Il est utilisé très fréquemment par les agronomes. Son emploi se justifie par la simplicité et le faible coût de l'appareil. La surface évaporante est constituée par un film de papier buvard blanc, fixé à l'extrémité du tube en verre en forme de U. Ce tube sert à la fois à l'alimentation et à la mesure de l'évaporation. La feuille de buvard est changée chaque jour après lecture de l'appareil. Le Piche est disposé à l'intérieur de l'abri météorologique ; aussi la mesure dépend-elle beaucoup des conditions d'aération.



β.2) Evaporométre "Black Bellani"

C'est un des appareils qui correspond le mieux aux qualités que l'on exige d'un atmomètre. L'évaporation se fait à partir d'une surface poreuse de porcelaine noire de 7,5 cm de diamètre. Cette coupelle est alimentée en eau à partir d'un réservoir qui sert également à mesurer la quantité d'eau évaporée. Les faibles dimensions de l'appareil permettent d'obtenir une faible inertie thermique, et l'évaporation réduite ne perturbe pas l'hygrométrie ambiante. Enfin, la couleur noire de la surface évaporante permet de capter les radiations sur la quasi-totalité du spectre. Cet appareil est installé sans protection à 2 m du sol, dans une zone représentative.



γ) Les évaporagraphes : Il s'agit d'un évaporomètre wild mais avec un enregistreur en continu des hauteurs d'eau évaporées.

II. LA TRANSPIRATION

1. Définition

La transpiration est le phénomène physiologique de la transformation de l'eau en vapeur par les végétaux. Le rôle de cet élément hydrologique est considérable si l'on tient compte d'une part du volume d'eau transité par les plantes nécessaire à leur croissance qui est de 300 à 1000 l/kg de matière sèche et d'autre part, de la profondeur atteinte par les racines (de 10 à 15 m pour la luzerne, 6 m pour la vigne, 1 à 2 m pour les céréales, 1 à 6 m pour les arbres).

2. Les facteurs de la transpiration : La transpiration dépend d'un certain nombre de facteurs physiques et physiologiques.

α) Les facteurs physiques : Il s'agit du pouvoir évaporant de l'atmosphère (fonction de la température, de la pression, du taux d'humidité de l'air, de la vitesse des vents,…), des agents météorologiques (chaleur, lumière, humidité de l'air, etc, qui agissent sur la vie de la plante) et enfin du taux d'humidité du sol et sous sol (alimentation en eau de la plante par les racines).

β) Les facteurs physiologiques : La transpiration est conditionnée par divers facteurs physiologiques des plantes tel que: espèce végétale, âge, développement du feuillage, profondeur des racines.

Par exemple, d'après Hohnel, une forêt de hêtres transpire annuellement à l'hectare, suivant son âge, 70 mm d'eau à 35 ans, 230 mm à 60 ans, 350 à 540 mm à 155 ans.

3. Mesures de la transpiration : Plusieurs méthodes sont utilisées pour évaluer ou mesurer la quantité de transpiration dont les plus importantes sont :

α) Méthode hygrométrique : Cette méthode consiste à placer une plante dans un contenant fermé et à mesurer le changement d'humidité à intervalles réguliers à l'aide d'un hygrométre.

β) Méthode directe : Parmi les appareils les plus utilisés, on retrouve le Phytométre. C'est un contenant dans lequel on introduit de la terre et des plantes. Le contenant est fermé de façon à s'assurer que la seule perte d'humidité se fait par transpiration laquelle peut être évaluée par le changement de masse de tout l'appareil.

III. MESURES ET ESTIMATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION

A. Notion d'évapotranspiration réelle et potentielle

Dans les études hydrologiques, les deux éléments principaux du bilan, évaporation et transpiration sont regroupés en un seul qui est l'évapotranspiration. Ainsi, l'évapotranspiration est la somme de toutes les pertes par transformation de l'eau en vapeur quelque soit le facteur mis en jeu.

* L'évapotranspiration réelle (notée ETR), la quantité d'eau, généralement exprimée en mm, évaporée ou transpirée par le sol, les végétaux et les surfaces libres d'un bassin versant. L'ETR dépend à la fois de l'énergie disponible et de l'état de la réserve hydrique.

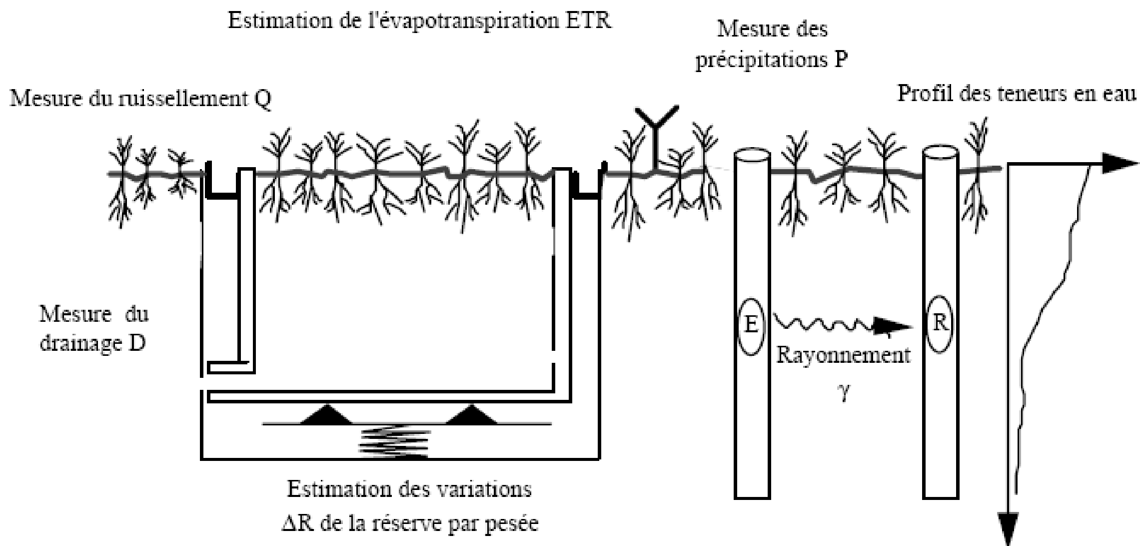
* L'évapotranspiration potentielle (notée ETP) est la quantité d'eau qui serait évaporée ou transpirée à partir d'un bassin versant si l'eau disponible pour l'évapotranspiration n'était pas un facteur limitant.

B. Mesures directes

Les mesures directes d'ETP ou d'ETR se font surtout en agronomie où on étudie chaque type particulier de cultures. Les résultats de ces mesures sont difficiles à utiliser en hydrologie car il y a une très importante différence d'échelle entre la surface de la parcelle d'essai (quelques m^2) et celle d'un bassin versant (plusieurs centaines de km^2). Par ailleurs, les plantations utilisées ne sont généralement pas représentatives de la végétation d'un bassin versant.

La mesure d'ETR peut être faite sur une case lysimétrique. On isole un bloc du sol de quelques m^2 de surface sur environ 2 m d'épaisseur. Cet échantillon de terrain est drainé à sa base et on enregistre les débits D sortant par les drains. En surface, un collecteur fait le tour de la parcelle et récupère les eaux de ruissellement dont le débit Q est également enregistré. Les apports d'eau par la pluie P sont mesurés avec un pluviomètre. Enfin, on évalue le stock d'eau R contenu dans la case, soit par une mesure à la sonde à neutron des teneurs en eau dans le sol, soit en montant la case sur un système de bascule.

POLYCOPIE BENKADJA



Un bilan très simple permet d'évaluer l'Etr sur un intervalle de temps t puisque l'on doit avoir la relation suivante : **P = [Q + D + ETR] + R** entrée = [sorties] + variation de la réserve
Le même système que la case lysimétrique, mais on parle alors "d'évapotranspiromètre", permet de mesurer l'ETP. Il suffit alors de maintenir un niveau d'eau dans les drains pour que l'eau disponible ne soit plus un facteur limitant de l'ETR. On mesure ETP en écrivant le même bilan que précédemment mais le terme D pouvant être positif ou négatif.

C. Estimation de l'évapotranspiration potentielle

Plusieurs formules permettent d'évaluer l'ETP à partir de différentes mesures climatologiques. La plus complète et la plus complexe est certainement la formule de Penman basée sur la notion de bilan énergétique. Cependant, le nombre de paramètres utilisés par cette formule (différentes températures, hygrométrie, rayonnement global, albédo, *etc.*) font que son emploi est rarement possible compte tenu des mesures disponibles.

1. Formule de Turc

La formule de Turc, qui dérive en la simplifiant de la formule de Penmann, ne nécessite que la connaissance des températures de l'air et de la radiation globale ou de la durée d'insolation. Cette formule est la suivante :

$$\mathbf{ETP = 0,4.\frac{t}{t+15}.\left(I_g + 50\right).K}$$

avec :
ETP : évapotranspiration potentielle mensuelle (en mm d'eau) ;
T : température moyenne mensuelle de l'air (en °C) ;
Ig : radiation globale moyenne mensuelle reçue au sol (en calorie/cm^2/jour) ;
K : coefficient égal à 1 si l'humidité relative hr est supérieure à 50 % (généralement le cas sous nos climats) ; sinon

$$\mathbf{K = 1 + \frac{50 - hr}{70}}$$

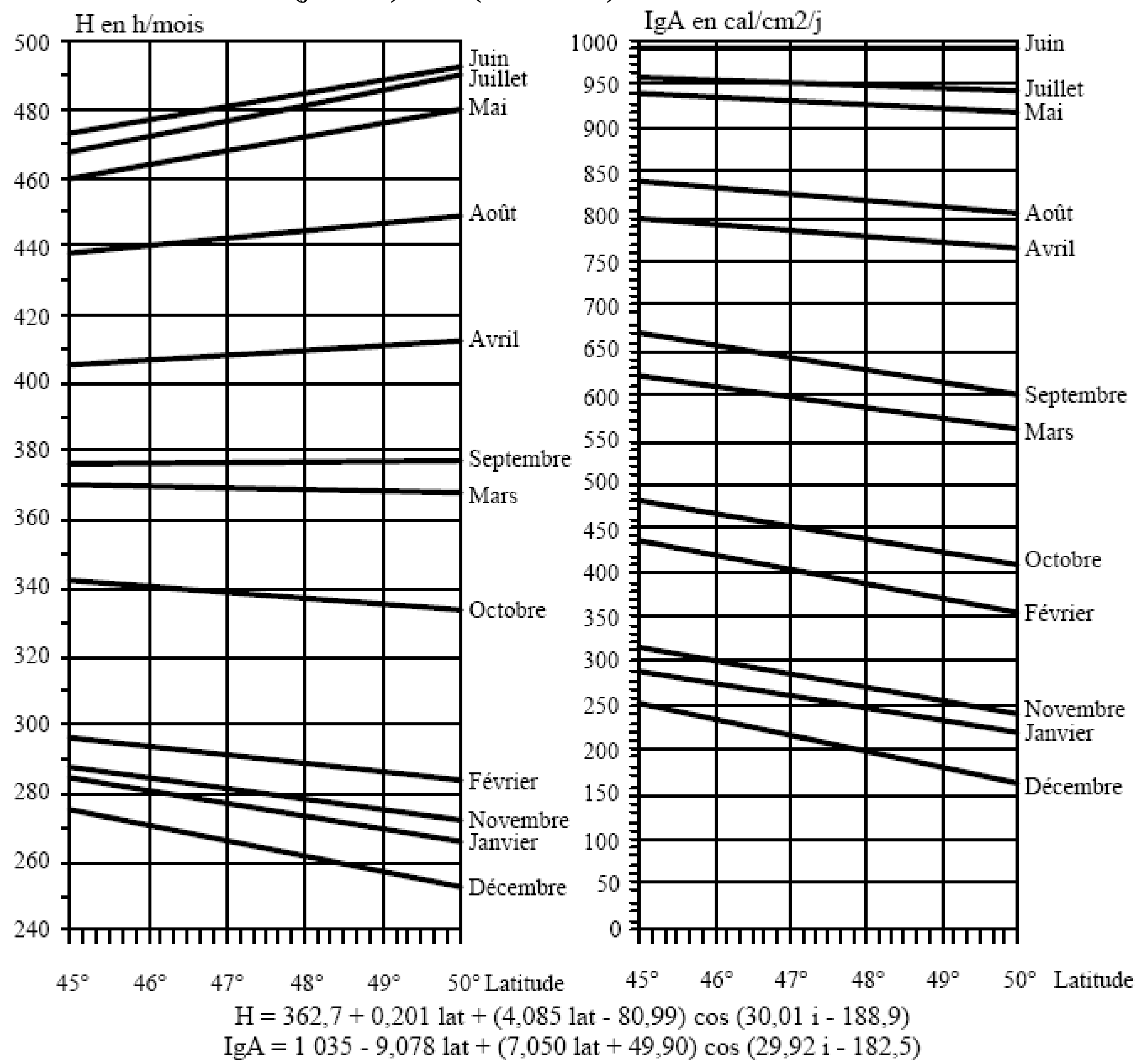
Si la radiation globale Ig n'est pas mesurée, on pourra l'évaluer à partir de la durée d'insolation S par la formule :

$$\mathbf{I_g = I_{gA}\left[0,18 + 0,62\,\frac{S}{S_0}\right]}$$

avec : Ig_A : radiation globale théorique (en cal/cm^2/jour) ;
S : durée de l'insolation journalière (héliographe) et S_0 : durée astronomique du jour (donnée par des tables) ;

POLYCOPIE BENKAD

Les abaques et formules suivants permettent d'évaluer Ig_A et S (ou H d'après l'abaque) en fonction de la latitude et du mois dans les mêmes unités (cosinus d'angles en º) et en numérotant les mois de 1 (janvier) à 12 (décembre).



POLYC

2. Formule de Thornthwaite

Thornthwaite a proposé également une formule basée essentiellement sur les températures de l'air :

$$\mathbf{ETP = 1,6\,(10\frac{T}{I})^{\alpha}.K} \qquad \mathbf{i = (\frac{T}{5})^{1,514}} \quad \textbf{et} \quad \mathbf{I = \sum_{n=1}^{12} i}$$

$$\boldsymbol{\alpha = 0,49239 + 1792.10^{-5}.I - 771.10^{-7}.I^2 + 675.10^{-9}.I^3}$$

L.Serra a proposé des simplifications suivantes : $\boldsymbol{\alpha = \frac{1,6}{100}.I + 0,5}$

t : la température moyenne mensuelle du mois considéré ;

i : indice mensuel du mois considéré et I : indice annuel

ETP est l'évapotranspiration potentielle du mois considéré (en mm d'eau) ;

K est un coefficient d'ajustement mensuel qui dépend du temps et du lieu. Il est donné par des tables.

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
K: région côtière	0,85	0,84	1,03	1,10	1,23	1,24	1,25	1,17	1,04	0,96	0,84	0,83
K: région aride	0,87	0,85	1,03	1,10	1,21	1,22	1,24	1,26	1,03	0,97	0,86	0,86

D.Evaluation de l'évapotranspiration réelle

1. Formule de Turc

TURC a proposé une formule permettant d'évaluer directement l'ETR annuelle moyenne d'un bassin à partir de la hauteur annuelle de pluie et de la température moyenne annuelle :

$$\mathbf{ETR} = \frac{\mathbf{P}}{\sqrt{\mathbf{0,9} + \frac{\mathbf{P^2}}{\mathbf{L^2}}}}$$

Avec : **L = 300 + 25t + 0,05t^3**

ETR représente l'évapotranspiration réelle (en mm/an) ;
P : la hauteur annuelle de pluie (en mm) ;
t : la température annuelle (en ºC).
Cette formule est d'un emploi aisé mais elle ne donne malheureusement que l'ordre de grandeur de l'ETR. En effet, cette formule permet l'estimation du "déficit d'écoulement" qui ne se rapproche de l'évapotranspiration réelle que pour des bassins versant relativement étendus, sans échanges à la frontière et pour des durées d'observation assez longues pour que l'on puisse négliger les variations de réserves souterraines.

2. Formule de Coutagne

$ETR_{(en\ m)} = P - \lambda P^2$ si $1/8\lambda < P < 1/2\lambda$ (condition d'application de la formule)

P : Précipitations annuelle moyenne en mm

$$\lambda = \frac{1}{0,8 + 0,14.T}$$

où T est la température moyenne annuelle.

POLYCOPIE BENKADJA

CHAPITRE V
HYDROMETRIE

Les débits des cours d'eau varient en fonction du temps. Certaines études nécessitent des mesures instantanées de ces débits ; on exécute alors des jaugeages aux instants choisis. Dans la plupart des cas, c'est **l'évolution des débits en fonction du temps** qui nous intéresse. On installe alors des **stations hydrométriques** où on mesure les hauteurs d'eau d'un cours d'eau (appelées également stations de jaugeage). Ces hauteurs d'eau enregistrées en fonction du temps devront être converties en débits par des méthodes de jaugeages.

Pour réaliser un ouvrage hydraulique, la donnée de base qu'il faut est l'évolution du débit du cours d'eau en fonction du temps. L'aménagement hydraulique d'un bassin versant passe par l'installation des stations hydrométriques permettant de relever sur plusieurs années, le débit écoulé en des points caractéristiques du cours d'eau principal et/ou de ces divers affluents.

I. Mesure des hauteurs d'eau

1. Choix de la section de mesure

Le choix d'une section de mesures de la hauteur d'eau dans un cours d'eau est conditionné par l'exutoire principal situé en aval du bassin. La section de mesures doit être choisie comme celle :

(1) dont la forme est inchangeable même en crue par exemple ;
(2) sur laquelle les conditions d'écoulement ne sont pas modifiées par des corrections du lit ou de l'écoulement à l'aval de cette section ;
(3) à l'amont de laquelle la pente de la ligne d'eau est toujours la même pour un débit donné.

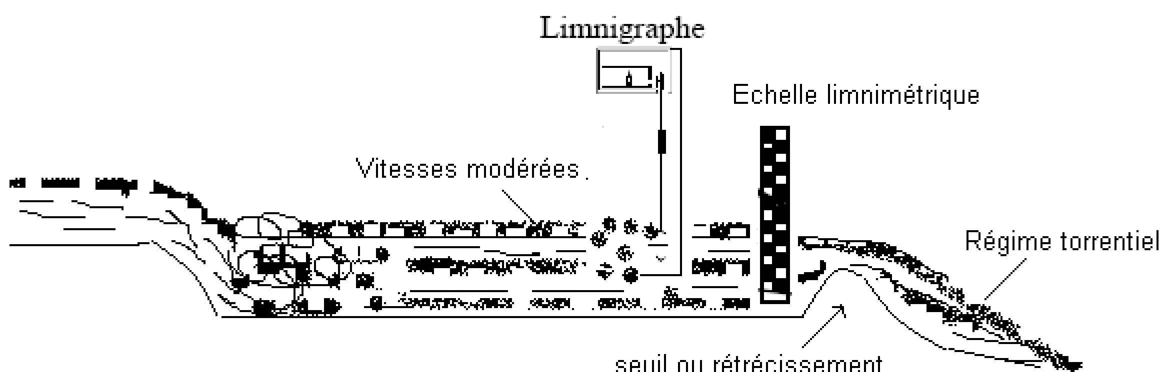
Mais ces conditions sont difficilement réalisables en raison de l'érosion et du charriage ; toutefois on peut se rapprocher de ces conditions idéales en réalisant ce qui suit :

a) la condition (1) est réalisée si le fond de la rivière est composé de rochers en place ou de blocs ou une surface de béton ;
b) la condition (2) exige un écoulement torrentiel ou fluvial dans la section de contrôle ou immédiatement à l'aval. Elle est réalisée soit dans les resserrements brusques ou soit sur les seuils suffisamment hauts ;
c) la condition (3) est un terme secondaire et agit peu.

On installe une station hydrométrique qui est un ensemble qui comprend : un seuil – une **échelle limnimétrique**, une section de jaugeage et un **limnigraphe**.

L'échelle limnimétrique est une règle graduée qui sert à lire des hauteurs du cours d'eau ponctuelles.

Le limnigraphe est un appareil qui permet d'enregistrer en continu les hauteurs d'eau en fonction du temps. C'est-à-dire, il sert à établir la relation : h = f(t).

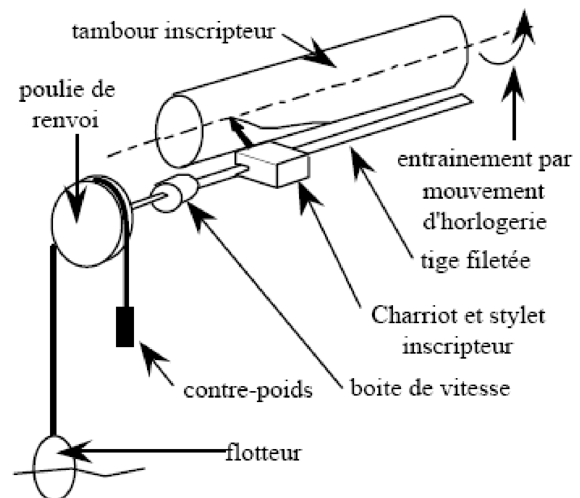


POLYCOPIE BENKADJA

2. Les limnigraphes

Parmi tous les types de limnigraphes, les limnigraphes à flotteur sont les plus utilisés ayant pour but d'enregistrer les niveaux d'eau en fonction du temps.

Leur principe commun est très simple. Le capteur est un flotteur équilibré en partie par un contrepoids dont les déplacements sont liés à ceux du flotteur par un câble et une poulie. Les mouvements verticaux du flotteur sont transformés en mouvements de rotation de l'axe de la poulie. Cet axe entraîne, par un système d'engrenage, le déplacement transversal d'un stylet le long d'une tige filetée. Le stylet inscrit sur le papier d'un tambour ou d'une table déroulante dont le déplacement est proportionnel au temps. Les modèles sont très nombreux : ils se distinguent essentiellement entre les limnigraphes à tambour (à axe horizontal ou vertical) et à table déroulante. En général, le système d'engrenage permet différentes démultiplications : 1/1, 1/2, 1/5, 1/10, 1/20 (1/5 => 1 cm papier = 5 cm niveau).



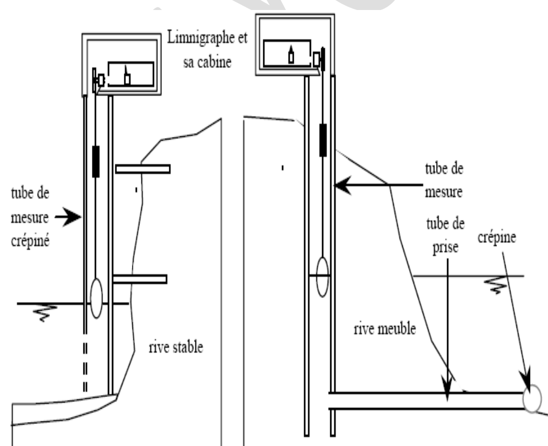
VCOPIE BENK

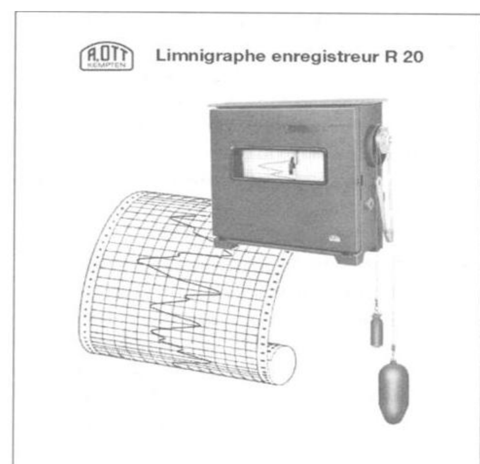
L'installation de ces appareils se fait à la verticale d'un puits de mesures dans lequel est situé le flotteur. Il est ainsi protégé du batillage et des corps flottants. Selon les cas et les circonstances, l'installation peut se faire soit en prise directe dans le cours d'eau, soit enterrée dans la rive avec un tube de prise.

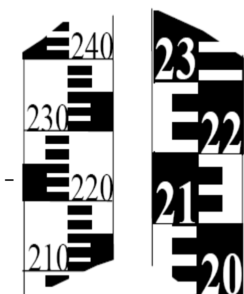
Les inconvénients de ces appareils résident essentiellement dans :

- *les possibilités de colmatage des tubes de prise (ce qui provoque un retard entre niveau dans le puits et cours d'eau) ;*
- *les possibilités de gel dans le tube ;*
- *le coût de l'installation du puits (puits enterré) ou le risque de mettre l'appareil à portée des crues (puits en prise directe).*

Les avantages sont ceux d'un coût relativement modique de l'appareil lui-même, d'un mécanisme simple et robuste.







3. Les échelles limnimétriques

Les échelles sont les repères fixes sur lesquels on lira le niveau d'eau H. Elles sont réalisées le plus souvent en tôle émaillée). Constituées

généralement d'éléments de 1 m, elles portent des indications métriques, décimétriques et centimétriques. L'installation des échelles se fait sur des supports fixes. L'échelle doit être installée de façon à être protégée des corps flottants qui pourraient l'endommager lors des crues. Par ailleurs, elle doit être à l'abri du batillage de façon que l'on puisse lire les niveaux de près.
Une fois installées, les échelles seront nivelées et rattachées au nivellement général. Ainsi, au cas où une échelle serait endommagée, il sera possible d'en remettre une nouvelle à la même cote. Enfin, il faut que le zéro de l'échelle soit toujours sous l'eau, même lors des étiages les plus sévères et après d'éventuels affouillements.

II. Mesure des débits

1. Méthode directe : débit d'un cours d'eau

Le débit liquide Q d'un cours d'eau, volume d'eau qui s'écoule en une seconde dans une section transversale, est le produit :

$$\mathbf{Q = L.H_{moy}.V}$$

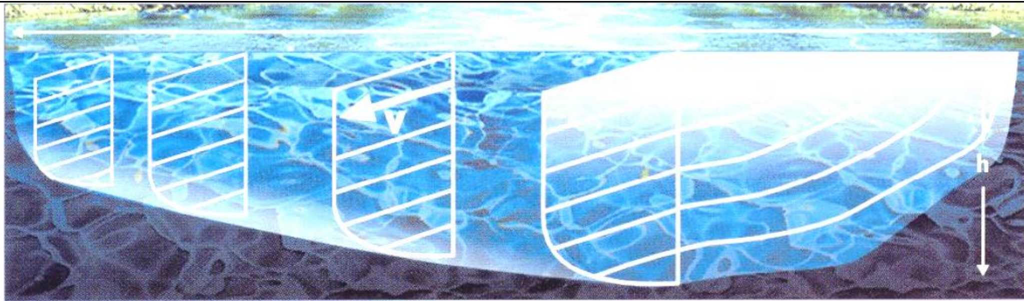
- de la section mouillée **S = profondeur moyenne (H_{moy}) x largeur superficielle (L)** ;
- de la vitesse moyenne d'écoulement V, intégrale des vitesses des particules d'eau dans toute la section mouillée.
Les unités utilisées le plus couramment sont :
- le mètre cube par seconde (m^3/s) pour le débit, que l'on exprime avec 3 chiffres significatifs étant donné qu'il n'est jamais mesuré dans les lits naturels avec une précision supérieure à 3%;
- le mètre (m) pour les distances horizontales et verticales, pour lesquelles la précision maximale espérée est de 1% ;
- le mètre par seconde (m/s) pour la vitesse moyenne d'écoulement, que l'on exprimera avec 2 chiffres significatifs après la virgule (précision du cm), même si l'on utilise toujours trois chiffres décimaux pour les vitesses ponctuelles.

2. Méthode indirecte

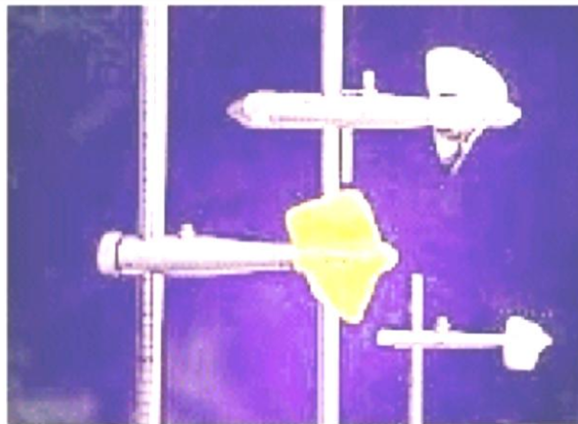
a) Jaugeage au moulinet

Chaque composante du débit est mesurée de manière indépendante au cours de la même opération sur le terrain :
− la vitesse moyenne V est calculée à partir des vitesses ponctuelles mesurées avec des capteurs, qui sont généralement des moulinets hydrométriques ou des flotteurs lestés;
− la largeur et les distances horizontales mesurées sur un câble tendu transversalement ou par des méthodes topographiques ;
− les profondeurs mesurées avec perches graduées, des saumons de lestage ou avec des écho-sondeurs à ultrasons.
Le jaugeage au moulinet consiste à déterminer le débit d'un cours d'eau en mesurant, dans une section droite, la vitesse du courant en un certain nombre de points dont on mesure également la profondeur, et en faisant la somme des produits des vitesses moyennes par les aires élémentaires auxquelles elles s'appliquent.

POLYCOPIE BENKADJA



Représentation du débit d’une rivière



Différents types de moulinets hydrométriques

Le moulinet comporte un organe mobile entrainé par une hélice qui détecte la vitesse du courant et transmet les impulsions à un compteur. En fonction du nombre de tours (n) par seconde, on peut connaître la vitesse du courant par la relation suivante : **V = an + b**
où **a** : est le pas réel de l’hélice et **b** : la vitesse dite de frottement.
Chaque moulinet est vendu avec un certificat de tarage sur lequel figure la formule pour calculer les vitesses pour chaque type d’hélice.

Suivant le mode opératoire adopté pour le jaugeage, le moulinet (ou micro-moulinet) peut être monté sur perche ou sur saumon.

b) Méthodes de jaugeage au moulinet

Le jaugeage au moulinet consiste à explorer le champ des vitesses dans la section à travers laquelle on veut mesurer le débit liquide.

α) Jaugeage par intégration

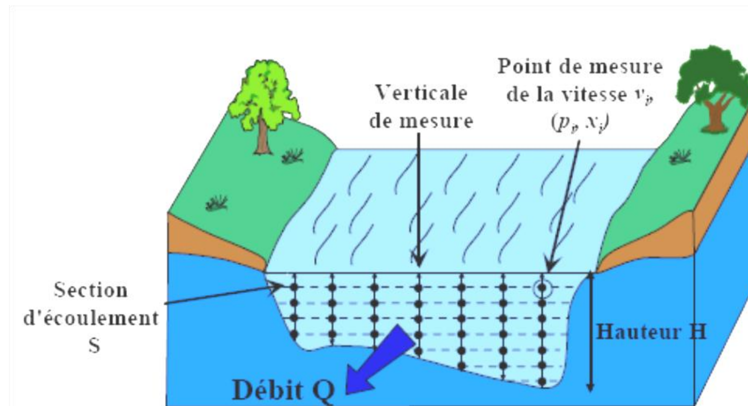
Le jaugeage par intégration se pratique en déplaçant le moulinet à vitesse constante le long de chaque verticale. L'intégration peut s'effectuer de bas en haut ou de haut en bas selon le type d'équipement dont on dispose.
Le déplacement du moulinet à vitesse très lente (de l'ordre de 1/100 de la vitesse d'écoulement) et constante le long de la verticale, donne directement la vitesse moyenne sur cette verticale. Donc, pour chaque verticale, on détermine la profondeur P_i, la vitesse moyenne V_i ; d’où on calcule le débit unitaire $q_i = V_i.P_i$. Le débit total pour toute la section de largeur x serait : $\mathbf{Q = \int_0^x q_i . dx}$
Le dépouillement des jaugeages par intégration se fait comme suit :
− On trace la section en travers à une échelle convenable,
− On calcule la vitesse moyenne sur chaque verticale à partir du nombre de tours par seconde et de la formule d'étalonnage du moulinet,
− On calcule le débit unitaire sur chaque verticale en multipliant la vitesse moyenne par la profondeur (éventuellement corrigée),

POLYCOPIE BENKADJA

− On porte ces valeurs à l'échelle choisie sur le graphe de la section en travers et on planimètre.

β) Jaugeage point par point

Le moulinet hydrométrique permet aussi de mesurer la vitesse ponctuelle de l'écoulement. Le nombre de mesures sur une verticale est choisi de façon à obtenir une bonne description de la répartition des vitesses sur cette verticale. La vitesse d'écoulement est mesurée en chacun des points à partir de la vitesse de rotation de l'hélice située à l'avant du moulinet (nombre de tours n par unité de temps).



Débit et champ des vitesses à travers une section

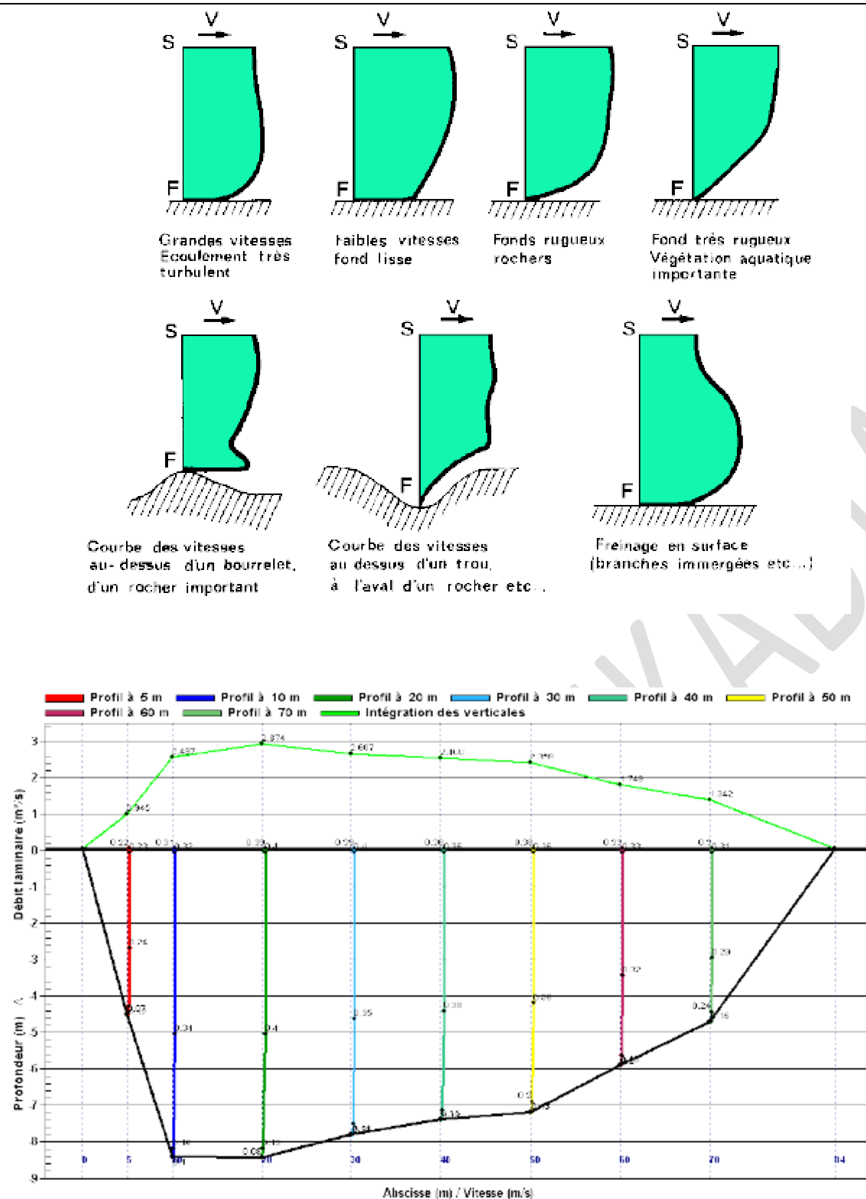
La fonction $v = f(n)$ est établie par une opération d'étalonnage (courbe de tarage du moulinet). Finalement, le calcul de la vitesse moyenne de l'écoulement sur l'ensemble de la section S de longueur L se fait par intégration des vitesses v_i définies en chacun des points de la section de profondeur p_i (variant pour chaque verticale de 0 à une profondeur maximale P) et d'abscisse x_i (variant pour chaque verticale de 0 à L) : $Q = \int_{s} \int V.dS = \int_0^P \int_0^x v_i.dp.dx$

3. Dépouillement des jaugeages point par point

Le dépouillement manuel des jaugeages se fait graphiquement soit par la méthode des paraboles des vitesses (la plus courante) soit par la méthode des isotaches. La 1ère méthode consiste à faire une première intégration des vitesses ponctuelles sur la verticale de mesure (parabole des vitesses), le résultat de cette opération étant l'obtention des valeurs des débits unitaires (m^2/s), puis ensuite une deuxième intégration en reportant ces valeurs de PU (profil unitaire) au droit de chacune des positions des verticales sur la section en travers. Le résultat obtenu est le débit écoulé dans la section (m^2/s). Pour chaque jaugeage, qu'il soit dépouillé manuellement ou de manière automatique, on s'attachera à calculer les données suivantes :

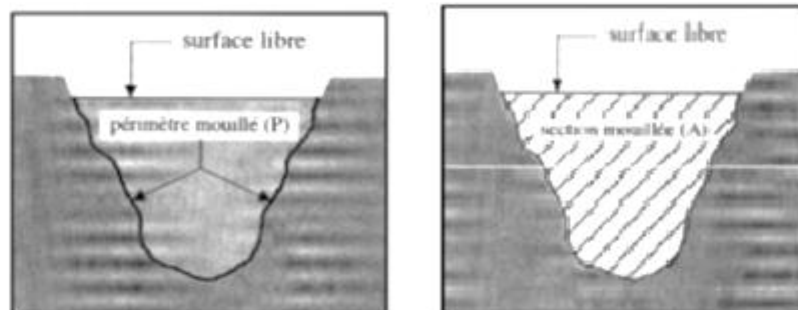
- Débit (Q : m^3/s)
- Section mouillée (SM : m^2)
- Périmètre mouillé (PM : m)
- Vitesse moyenne de surface (Vms : m/s)
- Vitesse moyenne en m/s (U = Q/SM)
- Rayon hydraulique en m (Rh = SM/PM)
- Rapport U/Vms

La figure suivante présente le schéma de dépouillement graphique d'un jaugeage (et voir aussi les travaux dirigés).



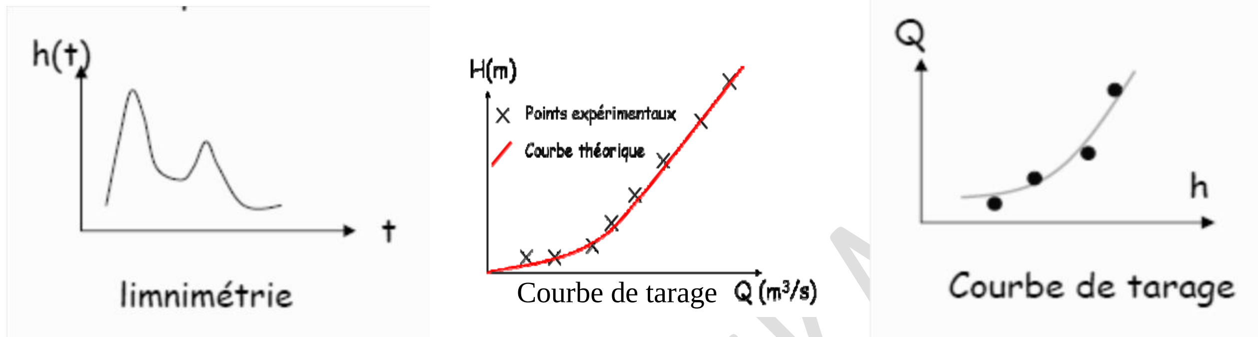
La surface libre correspond à la surface de séparation entre l'eau et l'atmosphère. La section mouillée et le périmètre mouillé sont représentés en figure ci-dessous.

Rayon hydraulique : $R_H = \frac{A_{mouillée}}{P_{mouillé}}$



4. Courbe de tarage

Le dépouillement des jaugeages point par point ou par intégration consiste à déterminer le débit Q (m^3/s) pour une hauteur d'eau de la rivière h (m). Si on refait l'opération plusieurs fois durant des périodes différentes (basses eaux, hautes eaux, en été au printemps…), on aura plusieurs valeurs de débits Q pour différentes hauteurs d'eau de la rivière h. Cependant, à la fin d'un cycle hydrologique ou d'une longue période, on se retrouve avec un certain nombre de valeurs de débits (Q) correspondant à des valeurs de hauteurs d'eau (h). Par conséquent on peut tracer un graphe Q = f(h) appelé **courbe de tarage** qui permet de convertir toutes les hauteurs d'eau, enregistrées en continue par les limnigraphes, en débits. Ces débits seront donc des débits moyens horaires ou journaliers.



4. Présentation et discussion des données hydrométriques

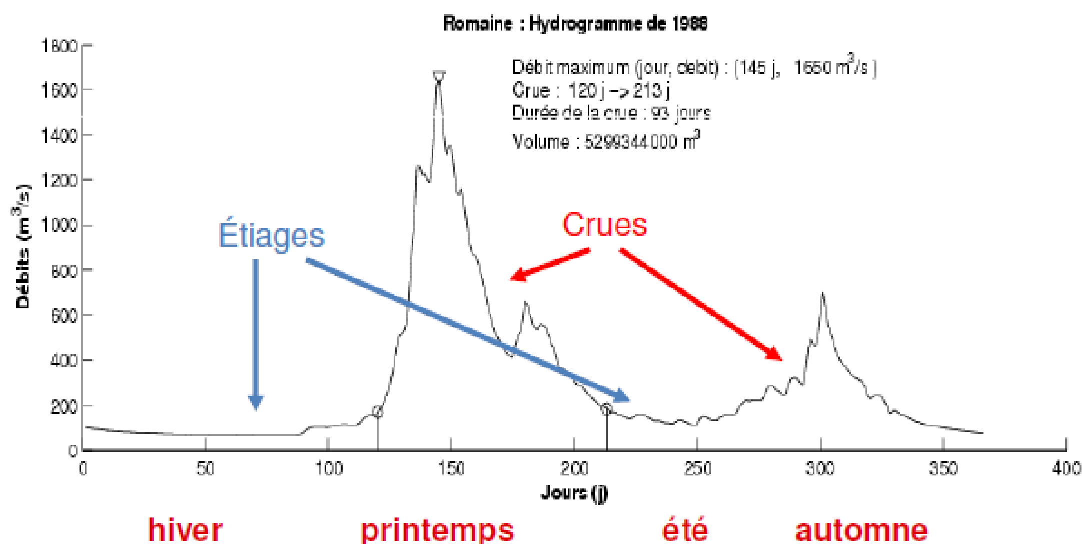
A. Représentation des données

H=f(t) + ~~H=f(Q)~~

1. Tableau : On regroupe les débits moyens journaliers sous forme de tableau de données du 1 janvier jusqu'au 31 décembre.

2. Graphe : On peut représenter la chronique (ou la série chronologique) des débits moyens journaliers en fonction du temps comme suit :

- Hydrogramme annuel



B. Les données de base

1. Le débit moyen journalier : $Q_{moy.jour} = \frac{\sum Q_{horaires}}{24}$

2. Le débit moyen mensuel : $\mathbf{Q_{moy.mensuel} = \frac{\sum Q_{moy.journalier}}{Nbre\ de\ jours\ du\ mois\ considéré}}$

3. Le débit moyen annuel ou le module annuel : $\mathbf{Q_{moy.annuel} = \frac{\sum Q_{moy.mensuel}}{12}}$

4. Le débit moyen interannuel ou le module interannuel $\overline{Q}$:

$$\mathbf{Q_{moy.interannuel} = \overline{Q} = \frac{\sum Q_{moy.annuel}}{Nbre\ d'année}}$$

5. la lame d'eau équivalente : C'est la hauteur d'une nappe d'eau répartie sur une surface horizontale égale à la surface du BV et le volume est égal au volume d'eau écoulé à la station hydrométrique (exutoire) pendant la durée de la période.

$$\mathbf{\overline{H}_{(mm)} = \frac{Q\,.\,31,6.\,10^3}{A}}$$

Q : débit moyen annuel en m^3/s
A : surface du BV en km^2

***6. Coefficient de ruissellement C_r* :** $\mathbf{C_r = \frac{\overline{H}}{\overline{P}}}$ où $\overline{H}$: lame d'eau équivalente écoulée du BV en mm, et $\overline{P}$: pluie moyenne annuelle tombée sur le BV en mm.
Le coefficient de ruissellement dépend du degré d'imperméabilité, de la pente du terrain, et des conditions d'humidité du sol, qui influencent notamment l'infiltration et le ruissellement; il dépend aussi du stockage dans les dépressions.
Une surestimation de C peut conduire à un surdimensionnement et une hausse des couts.
Une sous-estimation de C peut mettre en péril la sécurité de l'ouvrage et des infrastructures connexes.

Coefficient composé, un BV comprend plusieurs types de surfaces : $\boldsymbol{C_r = \frac{\sum C_i A_i}{A}}$

7. Le déficit d'écoulement D : $\mathbf{D = \overline{P} - \overline{H}}$

8. Débit spécifique : $\mathbf{q_{(l/s/km^2)} = \frac{\overline{Q}_{(l/s)}}{A_{(km^2)}}}$

9. Coefficient d'hydraulicité : $\mathbf{I = \frac{H_i}{\overline{H}}}$ où H_i : la lame d'eau équivalent de l'année i et $\overline{H}$: la lame d'eau équivalente moyenne

POLYCOPIE BENKADJA

CHAPITRE VI
TRANSFORMATION PLUIE - DEBIT
HYDROGRAMME

I. Etude de l'hydrogramme

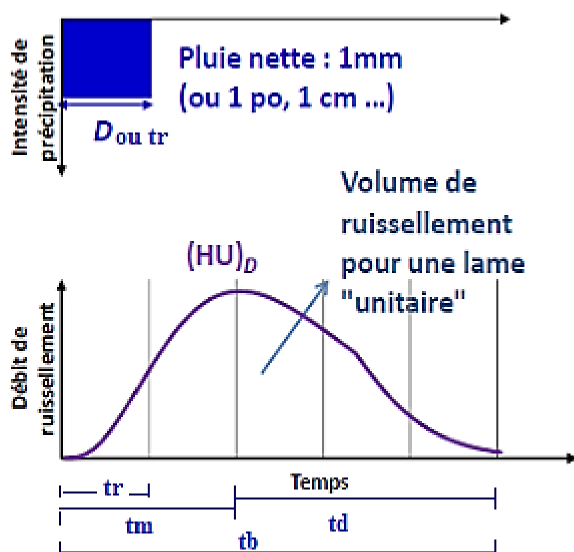
Si l'on considère la modulation des débits en fonction du temps sur une station de jaugeage, on constate qu'une variation importante se produit à la suite de chaque pluie. Ainsi, la représentation graphique des variations du débit en f(t) s'appelle hydrogramme. En réalité, un hydrogramme peut être simple s'il contient un seul maximum, ou complexe s'il contient plusieurs maximums.

L'étude de l'hydrogramme consiste à séparer un hydrogramme complexe en plusieurs hydrogrammes simples.

A. Hydrogramme unitaire (L.K. SHERMAN)

Un hydrogramme correspondant à une averse unitaire de volume unité (équivalente à une lame d'eau de 1 mm uniformément répartie sur tout le bassin) est appelé hydrogramme unitaire. Cet hydrogramme est de fait une caractéristique propre d'un bassin versant considéré.

1. Averse unitaire



Soit t_r (ou D) la durée de l'averse nette tombant sur un bassin versant de temps de concentration t_c, le temps de base de l'hydrogramme sera donc : $T_B = t_r + t_c$. On considère qu'**une averse est unitaire si sa durée est suffisamment inférieure au temps de concentration du bassin**.

Cette définition a pour but de superposer les hydrogrammes consécutifs à de telles averses. On prendra en pratique des averses unitaires de durée : $t_r \leq \frac{t_c}{3à5}$

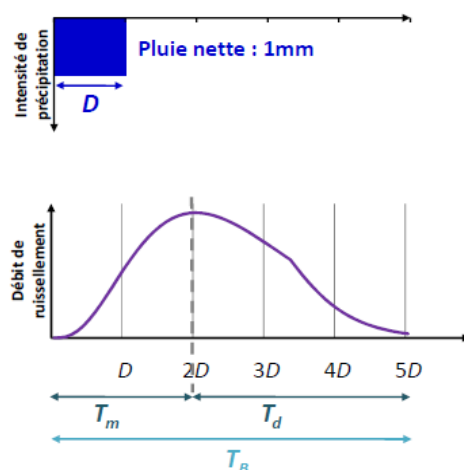
Un hydrogramme de ruissellement résultant d'une précipitation nette de 1mm, d'intensité constante et uniformément répartie sur un bassin.

"Averse unitaire" de durée D (ou Δ⇔ "unité" temporelle

2. Temps de concentration (t_c)

Le temps de concentration (t_c) du BV est défini comme la durée mise pour atteindre l'exutoire par la goutte d'eau tombant en un point du bassin le plus éloigné de cet exutoire.

On peut donc l'estimer en mesurant la durée comprise entre la fin de la pluie efficace et la fin du ruissellement. Plusieurs empiriques ou semi

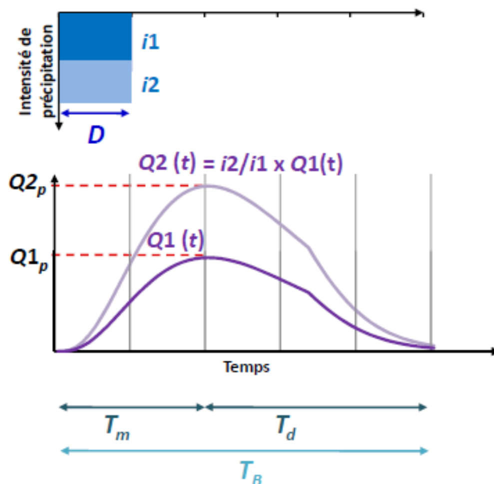


BENKADJA

empiriques permettent de calculer aussi le temps de concentration d'un bassin non jaugé.

3. Principe et construction

En pratique, Afin de déterminer l'hydrogramme unitaire d'un bassin versant, il est nécessaire de disposer de l'enregistrement d'une averse (hyétogramme) de répartition uniforme sur le bassin versant considéré et de la courbe des débits correspondante (hydrogramme) à l'exutoire. Plusieurs manipulations sont ensuite à effectuer sur ces données.



Durée de l'averse unitaire, en général : D = entre $T_c/5$ et $T_c/3$

Durée totale de l'HU ou durée du ruissellement : $T_B = T_m + T_d = D + T_c$

Un bassin possède son propre HU de durée D; cet HU est invariable à moins de changements hydrologiques.

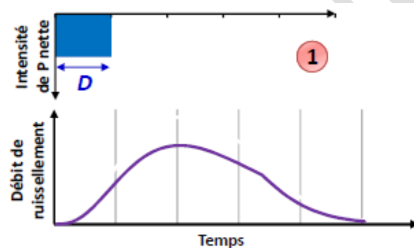
Pour un bassin de pluies nettes de même durée (D) mais avec des intensités différentes $i_2 > i_1$; Temps de base : même D ⇨ même T_B (T_B n'a rien à voir avec le volume)

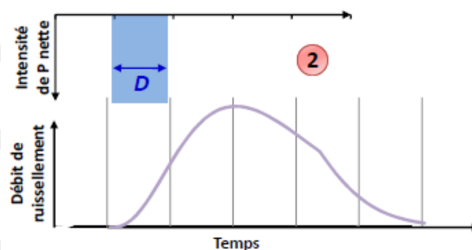
Hypothèse 1 : Valeurs de débit associées à un même t

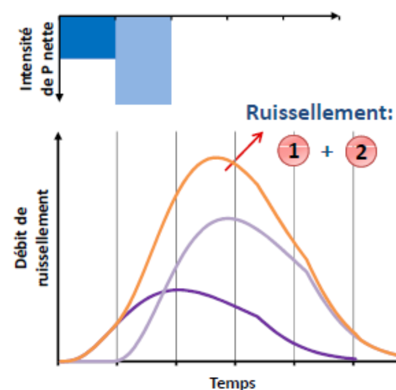
$$\frac{Q2(t)}{Q1(t)} = \frac{i2}{i1}$$

hypothèse 2 : Proportionnalité,

Qu'est-ce qui arrive si on a une pluie nette comprenant 2 segments consécutifs de durée D et d'intensités différentes ? Même D implique même T_B, c'est l'hypothèse 1- la proportionnalité est l' hypothèse 2.

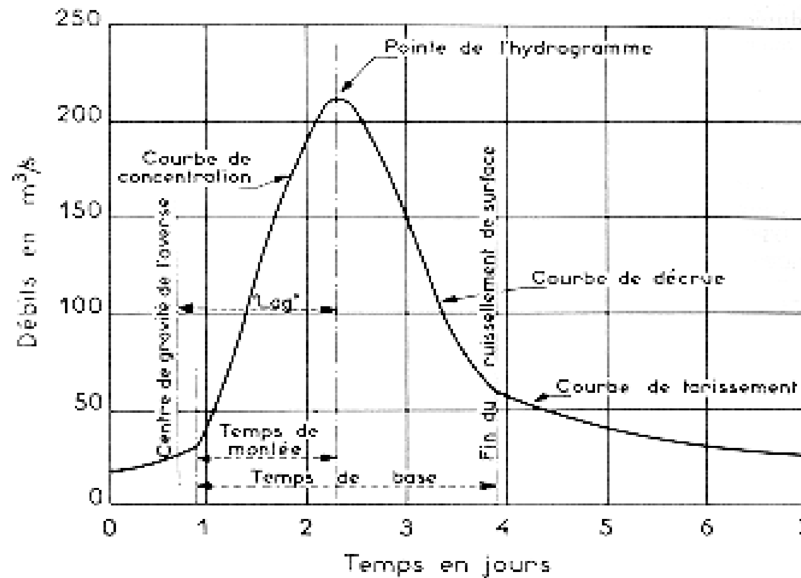






Superposition linéaire, hypothèse 3

4. Forme générale d'un hydrogramme



Quelques notions relatives aux crues

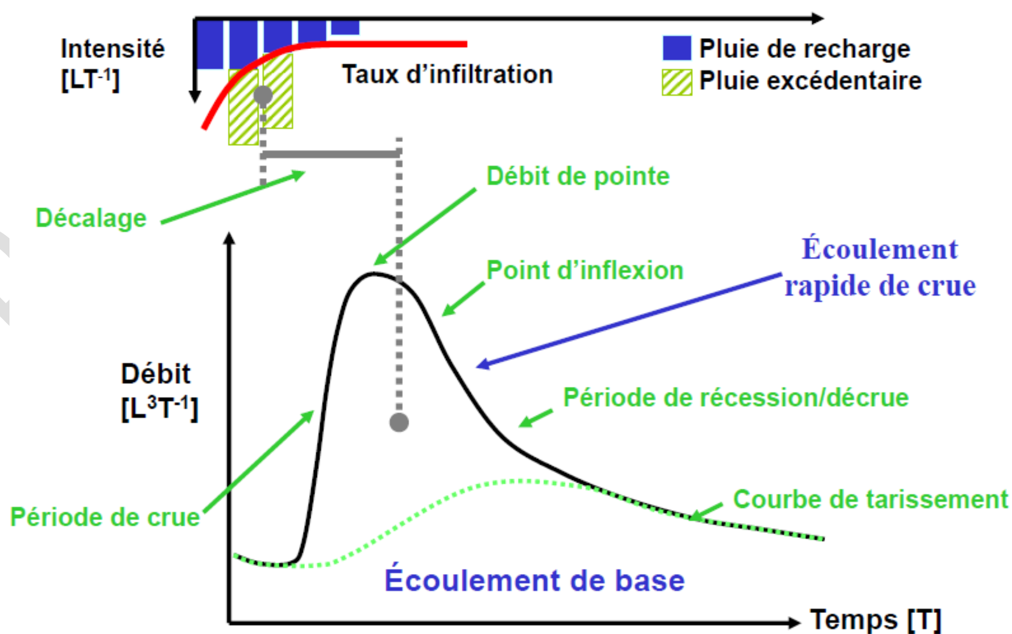
Temps de montée de la crue : temps compté à partir du décrochement du débit de base jusqu'à la pointe de la crue

Temps de base : durée de la crue depuis le décrochement du débit de base jusqu'à son amortissement

Débit de base : débit de la rivière avant la crue (paramètre important en temps qu'indicateur de l'état hydrique du bassin)

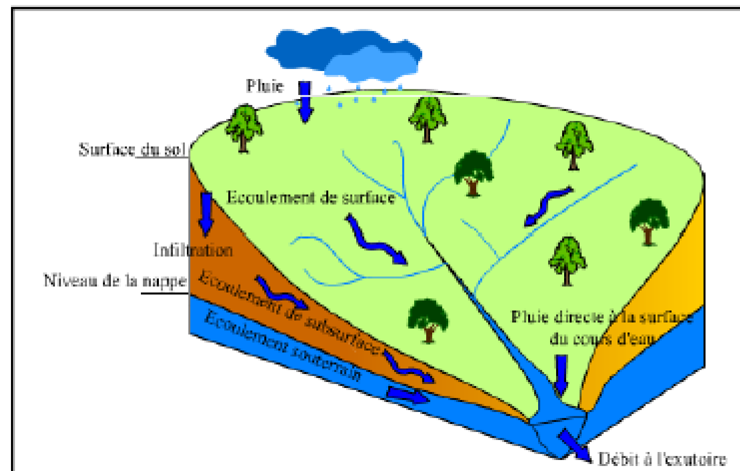
Débit de pointe : débit maximum d'une crue

Coefficient de ruissellement : rapport entre les volumes ruisselés et le volume de pluie incidente



Le débit observé à l'exutoire d'un bassin versant peut avoir 3 principales origines différentes:

(1) Ruissellement de surface ; (2) Écoulement hypodermique (ruissellement retardé) et (3) Écoulement souterrain.



5. Séparation des écoulements

L'opération consiste à séparer dans l'hydrogramme enregistré les différentes composantes : écoulement de base, écoulement souterrain, écoulement hypodermique et ruissellement superficiel. Il existe pour cela, plusieurs techniques dont la méthode graphique approchée que nous développons. (voir cours en salle pour la suite).

Bibiographie : Ce polycopié est réalisé à partir des travaux de plusieurs enseignants chercheurs en hydrologie et plusieurs références étrangères (Livres, articles, congrès)

POLYCOPIE BENKADJA